Island

Þorvaldur Thoroddsen

Dr. A. Petermanns Mitteilungen

Justus Perthes' Geographischer Anstalt

Prof. Dr. A. Supan.

Ergänzungsheft Nr. 153.

Island.

Grundriß der Geographie und Geologie.

Prof. Dr. Th. Thoroddsen.

II.

GOTHA: JUSTUS PERTHES.

Als Beiträge für diese Zeitschrift

[illegible]

Prof. Dr. A. Supan. Justus Perthes' Geographische Anstalt.

DR. A. PETERMANNS

MITTEILUNGEN

AUS

JUSTUS PERTHES' GEOGRAPHISCHER ANSTALT.

HERAUSGEGEBEN

VON

PROF. DR. A. SUPAN.

Ergänzungsband XXXII (Heft 149—153).

Inhalt:

GOTHA: JUSTUS PERTHES.

1906.

Island.

Grundriß der Geographie und Geologie.

Von

Prof. Dr. **Th. Thoroddsen.**

Mit 4 Karten auf 3 Tafeln und 16 Figuren im Text.

(ERGÄNZUNGSHEFTE No. 152 UND 153 ZU »PETERMANNS MITTEILUNGEN.)

GOTHA: JUSTUS PERTHES.
1906.

Inhaltsverzeichnis.

I. Heft.

Figuren im Text.

Karte.

II. Heft.

Figuren im Text.

Karten.

V. Die Gletscher Islands.

1. Historische Einleitung. 2. Klimatische Bedingungen. 3. Höhengrenzen. 4. Typen von Gletschern. 5. Gletscherläufe. 6. Beschreibung der einzelnen Gletscher. Übersicht.

1. Historische Einleitung.

Obgleich die Gletscher Islands an Größe alle Gletscher auf dem Festland Europas weit übertreffen, sind sie doch bisher sehr wenig bekannt gewesen. Die fremden Naturforscher, die in Island gereist sind, haben gewöhnlich zu kurze Zeit zu ihrer Verfügung gehabt, so daß sie die isländischen Gletscher nicht näher haben studieren können. Ein großer Teil der Gletscher Islands liegt nämlich im Innern, in graslosen, hochgelegenen Gegenden fern vom bewohnten Lande, so daß eine besondere Ausrüstung und lange Zeit mit gutem Wetter, welches auf dem Hochland selten ist, erforderlich sind, wenn das Studium für die Wissenschaft fruchtbringend werden soll. Wo die Gletscher in bewohnte Gegenden hinabreichen, wie am Südrand des Vatnajökull, sind diese so weit von den Hafenorten entfernt, daß fremde Naturforscher, die gern in kurzer Zeit so viel als möglich von den vulkanischen Merkwürdigkeiten des Landes sehen wollen, sich nicht leicht verlocken lassen, der Gletscher wegen weite Umwege zu machen und sich Entbehrungen und Strapazen aufzuerlegen.

Die ersten norwegischen Kolonisten, die den Borgarfjördur anliefen, erstaunten über das milchweiße Wasser der Gletscherflüsse[1]), dennoch werden in der isländischen Literatur der alten Zeit die Gletscher nur selten erwähnt; aus den Sagas ersieht man jedoch, daß sie schon in alter Zeit ungefähr dieselbe Größe und dasselbe Aussehen gehabt haben müssen wie jetzt. In den letzten tausend Jahren haben keine bedeutenden Veränderungen in der Ausbreitung oder den physischen Verhältnissen der isländischen Gletschermassen stattgefunden, und die Gebirgswege zwischen den Gletschern, über sie oder an ihrem Rande entlang, die in alter Zeit benutzt wurden, werden noch jetzt benutzt. Aus den Berichten in den Sagas ersieht man ferner, daß die Gletscherflüsse und die Sandflächen in der Skaptafellssýsla, wo die größten Eismassen sich am meisten dem Meere nähern, schon in alter Zeit dieselben Eigenschaften und dasselbe Aussehen gehabt haben wie jetzt; nur sind einige bebaute Grasplätze seitdem durch Vulkanausbrüche, Wasserfluten von den Gletschern, Flugsand usw. verwüstet worden, während aber einige Strecken ihrer Rasendecke beraubt worden sind, wurden andere, die früher wüst waren, wieder mit Vegetation bedeckt[2]). Daß man schon im 12. Jahrhundert in Island die Bewegung der Gletscher beobachtet hat,

[1]) Sagan af Agli Skallagrímssyni. Reykjavík 1856, Kap. 28, S. 58.

[2]) Daß die Gletscherflüsse in der Skaptafellssýsla in alter Zeit denselben Veränderungen wie jetzt unterworfen gewesen sind, sieht man u. a. aus Berichten in der Sturlunga 1878, I, S. 114 u. 115 und in den Biskupasögur I, S. 466 u. 469.

geht aus einer im übrigen etwas unklaren Stelle bei Saxo Grammaticus[1]) hervor. Mehrere Jahrhunderte hindurch bekommt man dann, mit Ausnahme verschiedener Berichte über Ausbrüche eisbedeckter Vulkane, sehr wenig von den isländischen Gletschern zu wissen. Der isländische Schulmann und Arzt Thordur Vidalin (1662—1742), der mehrere Jahre lang in dem Bezirk Lón an der nordöstlichen Ecke des Vatnajökull ansässig war, schrieb auf Lateinisch im Jahre 1695 eine bemerkenswerte Abhandlung über die Eisberge Islands, welche später ins Deutsche übersetzt wurde[2]). Diese Schrift aus dem Jahre 1695 ist wahrscheinlich eine der ersten Schriften, die ausführlich die Natur der Gletscher behandeln. Schon sehr früh hat man, wie vorhin erwähnt, in Island die Bewegung der Gletscher beobachtet, und Gletscherläufe bei Vulkanausbrüchen werden schon in den ältesten isländischen Schriften besprochen. Th. Vidalin erwähnt, es sei die allgemeine Meinung in Island, daß die Gletscher von den Hochebenen niedergleiten und daß die Schwere die eigentliche bewegende Kraft sei; Th. Vidalin selbst denkt sich die Bewegung hervorgebracht durch die Ausdehnung des Wassers beim Frost. Diese Theorie scheint Th. Vidalin zuerst aufgestellt zu haben. Joh. Jac. Scheuchzer, der zu demselben Resultat kommt, schreibt erst etwas später (1705)[3]). Neben verschiedenen wunderlichen Theorien über die Bildung der Gletscher finden sich hier auch verschiedene gute Beobachtungen betreffend Moränen, die im Eise eingeschlossenen Steine usw.[4]). Erst durch Eggert Olafssons und Bjarni Pálssons Reisen in den Jahren 1752—57 erhält man genauere Aufschlüsse über Ausbreitung und allgemeine geographische Verhältnisse der Gletscher. Diese Reisenden bestiegen auch mehrere der höchsten Gletscherberge, Geitlandsjökull 1753, Snæfellsjökull 1754, Mýrdalsjökull 1756 usw. und in ihrer Reisebeschreibung finden sich viele gute Bemerkungen über die Gletscher, über Gletscherspalten, Moränen, Geschiebe u. dgl., aber damals war die Geologie noch in ihrer Kindheit, und deshalb schien vieles unerklärlich, was jetzt von allen gekannt und verstanden wird.

Der erste, der eine zusammenhängende Beschreibung der Gletscher Islands lieferte, war der isländische Naturforscher Sveinn Pálsson (1762—1840); seine Abhandlung »Forsög til en physisk, geographisk og historisk Beskrivelse over de islandske Is-Bjerge«[5]) ist, merkwürdig genug, obgleich sie im Jahre 1794 geschrieben wurde, bisher die vollständigste Arbeit über die Gletscher Islands gewesen. Sveinn Pálsson ist in dieser Abhandlung in vielen Richtungen seiner Zeit weit voraus und berührt mehrere Punkte aus der Physik der Gletscher, die erst weit später auf die Tagesordnung kommen. Er bildet sich eine Theorie über die Bewegung der Gletscher, die bedeutende Ähnlichkeit mit modernen Theorien hat; er nimmt an, daß das Gletschereis trotz seiner Sprödigkeit plastisch ist und sich wie Pech der Unterlage anschmiegen kann; er entwickelt, in welchem Verhältnis die Form- und Spaltenbildung der Gletscher zur Plastizität des Eises steht usw.[6]). Sveinn Pálsson untersuchte die Gletscherflüsse genau, er beschreibt Moränen und Gletscher-

[1]) Saxonis Grammatici Historia Danica, recens. P. E. Müller, I, S. 16.

[2]) Theodor Thorkelssohn Vidalin, gewesener Rectoris in Skalholt, Abhandlung von den isländischen Eisbergen (Hamburgisches Magazin oder gesammelte Schriften aus der Naturforschung und den angenehmen Wissenschaften überhaupt. Hamburg und Leipzig 1754, S. 9—27 und 197—218). Der Titel des Originals lautet: »Dissertatiuncula de montibus Islandiae chrystallinis«. Skalholt, 1. Juli 1695.

[3]) A. Heim: Gletscherkunde, S. 293. K. A. v. Zittel: Geschichte der Geologie und Paläontologie, S. 330.

[4]) Th. Thoroddsen: Et to Hundrede Aar gammelt Skrift om islandske Jökler (Geogr. Tidskr. XIII, 1895, S. 56—60), Globus, Bd. LXXI, Nr. 7. — Th. Thoroddsen: Geschichte der isländischen Geographie II, S. 166—70.

[5]) Herausgegeben im Auszug von A. Helland in »Norsk Turistforenings Aarbog« 1883. Vgl. Geogr. Tidskr. 1879, S. 67 und an mehreren anderen Stellen.

[6]) K. A. v. Zittel sagt (a. a. O. S. 336), daß Bischof Rendu im Jahre 1841 der erste war, der »an die Möglichkeit einer Verbindung von Plastizität und Sprödigkeit gedacht« hatte, aber wir sehen, daß Sveinn Pálsson schon 1794 denselben Gedanken gehabt hatte.

spalten, bespricht die Einwirkung der Gletscher auf die Unterlage, die Schichtung des Eises usw., er schildert auch die Ausbreitung und Topographie der Gletscher genauer als irgend jemand vor ihm. Sveinn Pálsson bestieg Islands höchsten Berg Öræfajökull 1794 und den Eyjafjallajökull 1793. Björn Gunnlaugsson, der in den Jahren 1831—43 reiste, hat mit seiner großen Karte von Island gute Beiträge zur Kenntnis der Größe und Ausbreitung der isländischen Gletscher geliefert und außerdem hat er auch im Jahre 1835 das Gletschertal Thórisdalur im Langjökull besucht und beschrieben. Von Fremden war Ebenezer Henderson (1814/15)[1] der erste, der Beiträge zur Kenntnis der isländischen Gletscher lieferte, aber später wurde Island von mehreren fremden Geologen besucht, von denen sich jedoch die wenigsten mit der Untersuchung der Gletscher selbst abgaben, doch wurde einiges über die älteren glazialen Bildungen geschrieben. H. Mathiesen (1846) war der erste, der die Gletscherschrammen richtig auffaßte und annahm, daß Gletscher einmal das ganze Land bedeckt hätten und daß die Streifen als Scheuerungsmarken der vom Zentrum des Landes divergierenden Gletscher aufgefaßt werden müßten[2]. Später wurde die Richtung alter Gletscherschrammen an einigen Stellen von Th. Kjerulf (1850) und Robert Chambers (1855) gemessen. Im Jahre 1857 besuchte der berühmte schwedische Geologe Otto Torell Island; er reiste durch das Südland am Rande des Vatnajökull entlang, wo er die bedeutenden Ablagerungen von Gletschergeschiebe und Lehm kennen lernte, die von den isländischen Gletscherflüssen abgesetzt und umgearbeitet werden, was für das Studium der Ablagerungen des skandinavischen Inlandeises in Deutschland und anderwärts Bedeutung erhielt. O. Torell ist auch der einzige, der die Bewegung eines isländischen Gletschers (Svínafellsjökull)[3] gemessen hat. C. W. Paijkull bereiste Island im Jahre 1865 und studierte auch die Ablagerungen der Gletscherflüsse; er macht aufmerksam auf die im Auslande früher so wenig bekannten »Gletscherstürze« oder »Gletscherläufe« in Island und bringt sie mit der Bildung »Åsar« (Rollsteinrücken, Kames, Eskers) in Verbindung[4]. Im Jahre 1881 reiste der Norweger A. Helland in Island; er schrieb mehrere Abhandlungen über isländische Gletscher und glaziale Bildungen[5] und bereiste die Skaptafellssýsla längs dem südlichen Rande des Vatnajökull. K. Keilhack reiste im Jahre 1883, er besuchte den Sólheimajökull und den Geitlandsjökull und hat mehrere Beiträge zur Aufklärung über Islands glaziale Bildungen geliefert[6]; er hat auch in einer interessanten Abhandlung die isländischen Gletscherablagerungen mit den Diluvialbildungen von Norddeutschland verglichen[7]. Auch einige fremde Touristen und Sportsleute haben Beiträge zur Kenntnis von der Geographie der Gletscher geliefert, besonders W. L. Watts und F. W. Howell. W. L. Watts bestieg den Mýrdalsjökull 1874 und machte eine gefahrvolle Wanderung über den Vatnajökull 1875. F. W. Howell bestieg den Öræfajökull und wanderte über einen Teil des Langjökull. C. W. Shepherd bestieg den Drangajökull, C. Vetter den Eyjafjallajökull und der Snæfellsjökull wurde von mehreren Reisenden bestiegen. Trotz der erwähnten Abhandlungen waren aber die Kenntnisse über Islands

[1] E. Henderson: Iceland, or the journal of a residence in that island during the years 1814 and 1815. Vol. I—II, Edinburgh 1818, 8⁰.

[2] Neues Jahrbuch für Mineralogie usw. Jahrg. 1847, S. 44—47.

[3] Öfversigt af kongl. Vetensk. Akadem. Förhandlingar. Stockholm 1857, S. 325—32 und 1872 Nr. 10, S. 63. — Vgl. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw. 1885, Bd. I, S. 74 f.

[4] Bidrag till kännedomen om Islands bergsbyggnad. K. Sv. Vetensk. Akad. Handl. VII, Nr. 1, 1867, S. 11—17. Istiden i Norden. Stockholm 1867, S. 16—28.

[5] A. Helland: Om Islands Geologi (Geogr. Tidskr. VI, 1882, S. 103—111). Om Islands Jökler (Archiv for Math. og Naturv. VII, S. 200—32). Om Vulkaner i og under Jökler paa Island og om Jökulhlaup (Nordisk Tidskr. VI, 1883, S. 368—87).

[6] K. Keilhack: Beiträge zur Geologie der Insel Island (Ztschr. der Deutsch. Geol. Ges. 1886, S. 376—449).

[7] K. Keilhack: Vergleichende Beobachtungen an isländischen Gletschern und norddeutschen Diluvialablagerungen (Jahrb. der preuß. Geol. Landesanstalt für 1883, S. 159—78).

Gletscher sehr unvollständig; niemand hatte eine genauere Untersuchung der auf dem Hochlande befindlichen Gletscher versucht, die Reisenden hatten nur die den Ansiedlungen in der Skaptafellssýsla zunächst belegenen und einzelne andere an den Hauptwegen quer durch das Land flüchtig besucht, wie Sprengisandur und Kaldidalur. Fast alles, was man von der allgemeinen Geographie der Gletscher wußte, hatte man Sveinn Pálsson zu verdanken; was ausländische Reisende darüber geschrieben hatten, war im Verhältnis dazu verschwindend wenig, zufällige Notizen ohne inneren Zusammenhang. Auf meinen Reisen in den Jahren 1881—98 suchte ich, so gut es sich tun ließ, unsere mangelhafte Kenntnis der Gletscher zu vervollständigen, doch war selten Zeit zu genaueren Spezialuntersuchungen oder Messungen, denn die meisten Gletscher liegen in unwegsamen, hochgelegenen Wüsten, wo kein Gras für die Pferde ist und manchmal mehrere Tagereisen bis zu den nächsten bewohnten Orten sind, und außerdem hatte ich so vieles andere von verschiedener Art wahrzunehmen, als daß ich mich an jedem Orte zu lange hätte aufhalten können, so gern ich dieses auch getan hätte. Oft sind die Wetterverhältnisse im inneren Hochland so schlecht, daß sie wochenlang alle Untersuchungen unmöglich machen. Ich habe auf meinen Reisen die Ausbreitung und die geographischen Verhältnisse der Gletscher sowie die Eisströme studiert, die sich von den Firnflächen herniederstrecken, die Firn- und Gletschergrenzen gemessen, wo ich konnte, die topographischen Verhältnisse, die Veränderungen und periodischen Bewegungen der Gletscher beobachtet usw. Über Schnee- und Gletschergrenzen wußte man früher so gut wie nichts. Im Jahre 1881 waren 25 Gletscher in der Literatur genannt oder beschrieben. Im Jahre 1891 sammelte ich die Resultate meiner Untersuchungen und Erfahrungen über Islands Gletscher aus den Jahren 1881—91 in einer besonderen Abhandlung[1]; aber ich hatte damals kaum die Hälfte der isländischen Gletscherareale untersucht, die Anzahl der Eisströme, die ich kannte, betrug 70, die Schneegrenze und die Gletschergrenzen hatte ich damals nur in einer Hälfte des Landes untersucht. In den Jahren 1892—98 hatte ich Gelegenheit, meine Kenntnisse in dieser Richtung sehr zu vermehren, und es glückte mir, die Schnee- und Gletschergrenzen über das ganze Land annähernd zu bestimmen und die Zahl der bekannten größeren Eisströme auf 139, darunter viele sehr große, zu bringen. Meine Untersuchungen sind natürlich nur als eine Rekognoszierung zu betrachten und es ist noch unermeßlich viel zu tun übrig, bis man eine einigermaßen vollständige Kenntnis von Islands Gletscherwelt besitzt. In dem folgenden werde ich mir erlauben, eine Übersicht über meine eigenen und die Beobachtungen anderer betreffs der allgemeinen physisch-geographischen Verhältnisse der isländischen Gletscher zu geben. Ich glaube, es kann von Nutzen sein, die Hauptmomente von dem, was man weiß, an einer Stelle zu sammeln, damit der jetzige Stand der Kenntnisse festgestellt werden kann.

2. Klimatische Bedingungen.

Das Klima von Island ist für die Entwicklung größerer Gletschermassen besonders geeignet, die Luft ist rauh, kalt und feucht, die Regenmenge bedeutend und die Sonnenwärme gering. Die Niederschlagsmenge ist jedoch in den verschiedenen Teilen von Island sehr verschieden; im Berufjördur ist die jährliche Regenmenge 1115 mm, in Stykkishólmur 624 mm, auf Grímsey 373 mm[2]). Der Niederschlag ist also am bedeutendsten an der südöstlichen Küste, auch sind ja hier die inneren Hochflächen von dem großen Vatnajökull bedeckt. Islands Niederschlags- und Temperaturverhältnisse sind leider nur unvollständig

[1]) Th. Thoroddsen: Islands Jökler i Fortid og Nutid. (Geogr. Tidsskr. XI, S. 111—46). Vgl. Pet. Mitt. 1892, S. 69 f.

[2]) Meteorologiske Middeltal og Extremer fra Færöerne, Island og Grönland. Kopenhagen 1899.

bekannt, besonders weiß man natürlich sehr wenig von dem inneren Hochlande, welches den größten Teil des Landes einnimmt. Im südlichen und südwestlichen Island ist die Witterung immer sehr unbeständig und stürmisch; im Tieflande bleibt der Winterschnee selten lange liegen; Frost und Auftauen wechseln oft täglich, und es kommt sogar häufig vor, daß man im Winter im Südlande ganze Monate lang im Tieflande kein bischen Schnee sieht. Dagegen regnet es sehr oft; der Niederschlag, der hier als Regen fällt, erzeugt dagegen oben auf dem Hochlande bedeutende Schneemassen, welche zur Bildung ausgedehnter Gletschermassen und einer Unzahl wasserreicher Flüsse Veranlassung geben.

Als ein Beispiel von der Dauer der Schneedecke stelle ich hier folgende kleine Tabelle auf nach meinen Beobachtungen in Reykjavík in den Wintern 1889—92 und 1893—95. Auf der Tafel ist die Anzahl von Tagen aufgeführt, an denen im Tieflande um Reykjavík in einer Höhe von 0—50 m ü. d. M. Schnee lag.

Monat	1889/90	1890/91	1891/92	1893/94	1894/95
September	0	0	0	2	0
Oktober	2	4	1	2	1
November	9	10	10	5	2
Dezember	23	12	26	27	23
Januar	31	13	25	14	18
Februar	15	13	29	28	3
März	16	30	24	14	8
April	0	2	6	0	5
	96	84	121	92	60

In diesen fünf Wintern schneite es zum erstenmal bzw. am 28. Oktober, 28. September, 24. Oktober, 19. September, 31. Oktober; zum letztenmal am 20. März, 18. April, 26. April, 30. März, 18. April. Sehr oft blieb der Schnee nur einen oder zwei Tage liegen; die längste Zeit, während der die Erde ununterbrochen mit Schnee bedeckt blieb, war im Winter 1891/92, nämlich 63 Tage, vom 19. Januar bis zum 21. März. In allen Wintern blieb der nahe gelegene 364 m hohe Berg Akrafjall oft ganz schneefrei. Zwischen den verschiedenen Jahren ist in Island ein großer Unterschied in der Temperatur, und die mittlere Wärme der einzelnen Monate ist in den verschiedenen Jahren sehr veränderlich: nach 22jährigen Beobachtungen in Stykkishólmur war so die höchste Mitteltemperatur für März $+ 2{,}9°$ C., die niedrigste $\div 13{,}3°$ C. Diese große Veränderlichkeit in der Temperatur hat großen Einfluß auf die Schneemenge und die Schneegrenze, wie sie auch für die Nahrungszweige der Einwohner sehr schädlich ist. Die häufigen, abnorm großen Veränderungen im Luftdruck mit den darauffolgenden heftigen Stürmen haben auch einen bedeutenden Einfluß auf das Leben des Menschen und die Natur hier oben. Nach 13jährigen Beobachtungen in Reykjavík betrug der Unterschied zwischen dem höchsten und dem tiefsten Barometerstand an der Meeresoberfläche ganze 94,5 mm (Maximum 786,5, Minimum 692,0 mm). Was bekanntlich den allergrößten Einfluß auf die isländische Klimaperioden hat, ist das grönländische Treibeis; wenn es nach dem Nordlande kommt, sinkt die Temperatur sogleich, und wenn man im Südlande im Monat Mai oder Juni sieht, daß es auf den Bergen schneit, so befürchtet man immer, daß sich jetzt das Treibeis naht, um die Küsten des Nordlandes zu blockieren; auch bestätigt alte Erfahrung, daß dieses oft der Fall ist. Im 19. Jahrhundert war ungefähr jedes vierte oder fünfte Jahr eisfrei [1]). Während das Eis außen vor der Küste hin und her treibt, ist auch der Wetter immer sehr unbeständig und stürmisch, ist es aber landfest geworden, so wird es ruhiger und kälter. Der nördliche und östliche Teil der nordwestlichen Halbinsel (besonders die Strandasýsla) nebst Langanes und Melrakkaslétta

[1]) Th. Thoroddsen: Den grönländska drifisen vid Island (Ymer, Stockholm 1884, S. 145—60).

sind am meisten bedroht, vom Treibeis blockiert zu werden. Der Einfluß des letzteren zeigt sich auch in diesen Gegenden sowohl in der Ausbreitung der Schneehaufen als im Charakter der Vegetation[1]). Der Graswuchs ist wegen der steten Frühjahrskälte und der rauhen Sommer äußerst kümmerlich; die häufigen Schneefälle, sogar mitten im Sommer, machen die Heuernte unsicher, so daß die Bevölkerung beständig dem Mangel ausgesetzt ist. Ende Juli 1887, als ich in Adalvík reiste, trieb draußen das Eis hin und her; es schneite stark und die Erde war in der Gegend von Fljót mit einer dicken Schneeschicht bedeckt, so daß das Vieh hereingeholt werden und eine Woche im Stalle stehen mußte. Als ich 1886 Hornstrandir bereiste, lagen auf diesem Küstenstrich große Schneehaufen Ende August noch ungeschmolzen dicht am Meere, und am 4. September hatte man an der ganzen langen Küstenstrecke vom Kap Horn bis zum Steingrímsfjördur noch auf keinem einzigen Gehöft das kleinste bischen Heu geborgen, jener Sommer war nun aber auch ungewöhnlich feucht und kalt. Es leuchtet ein, daß diese Verhältnisse die Schneelinie herabdrücken und der Bildung von Gletschern günstig sein müssen.

3. Höhengrenzen.

Wegen der großen Veränderlichkeit in den klimatischen Faktoren ist es nicht leicht, die Schneelinie in Island zu bestimmen. Man wird dies zufriedenstellend erst dann tun können, wenn die Schneeverhältnisse durch eine Reihe von Jahren in vielen verschiedenen Landesteilen genau untersucht worden sind. Wie Fr. Ratzel dargelegt hat, ist es sogar in den bestgekannten Ländern keine leichte Sache, die Schneelinie oder andere Höhengrenzen zu bestimmen; wie viel schwieriger wird es also in einem Lande wie Island sein! Denn wie dieser berühmte Geograph sagt, »je größer der Wechsel der äußeren Bedingungen, desto unregelmäßiger der Verlauf der Höhenlinien«[2]). In einem Lande wie Island, wo in den verschiedenen Temperatur- und Niederschlagsverhältnissen eine so große Beweglichkeit herrscht, muß nicht nur auf die allgemeinen orographischen und jährlichen klimatischen Verhältnisse Rücksicht genommen werden, sondern auch auf die rhythmischen Bewegungen der Höhengrenzen während verschiedener klimatischer Perioden. Leider ist die Ausbreitung und Dauer der winterlichen Schneedecke in Island nie studiert worden, obgleich Beobachtungen derselben sicherlich gute Aufschlüsse über verschiedene klimatologische und biologische Fragen geben würden.

Man kann sich in Island dreierlei Höhenlinien denken, welche an die vertikale Ausbreitung des Schnees gebunden sind und von klimatologischen und orographischen Faktoren bestimmt werden. Die eigentliche Schneelinie, welche die unterste Grenze der stabilen, zusammenhängenden Schneedecke bezeichnet, ist keinen sehr großen Veränderungen von Jahr zu Jahr unterworfen; unterhalb dieser kommt eine Zone getrennter, mehr oder weniger dicht gestellter Firnflecke und Schneehaufen, die niemals ganz auftauen, aber sich in verschiedenen Jahren vergrößern oder zusammenschrumpfen; unterhalb dieser Zone kommt

---

[1]) An der östlichen Küste der nordwestlichen Halbinsel südlich vom Kap Horn findet sich nirgends eine Spur von Buschwald, während derselbe doch auf der westlichen und südwestlichen Seite der Halbinsel an den innersten Fjordenden sehr üppig ist; Kohl- oder Kartoffelgärten gibt es an dieser Küste nicht. Der nördlichste Kohlgarten, den ich fand, liegt bei Reykjavík in Bjarnafjödur (65° 47′ N.), aber sein Vorhandensein ist einer warmen Quelle zu danken; die Nordgrenze der Kohlgärten kann hier ungefähr bei 65° 40′ N. angesetzt werden. Dagegen sind kleine Kohlgärten häufig in Adalvík an der nordwestlichen Küste der Halbinsel unter 66° 25′ N. Drinnen am Schlusse des Húnaflói ist der Einfluß der Treibeismassen noch sichtbar; breitblättriges Weidenröschen (Chamanerium latifolium), das jedes Jahr auf dem Hochlande an den Gletschern 600—700 m ü. M. blüht, hat in elf Jahren (1878—88) nur zweimal am Midfjördur geblüht.

[2]) Fr. Ratzel: Höhengrenzen und Höhengürtel. (Ztschr. des Deutsch. und Österr. Alpenvereins 1889, Bd. XX, S. 27).

dann der beweglichste Teil der bleibenden Schneedecke, verstreute Schneehaufen, welche mehr als die anderen an orographische Verhältnisse gebunden sind; diese Schneehaufen können sich oft eine Reihe feuchtkalter Jahre hindurch halten, schrumpfen aber zu einer Geringfügigkeit ein oder verschwinden ganz in warmen und trocknen Jahren. Am Drangajökull auf der nordwestlichen Halbinsel, liegt die Schneelinie auf der östlichen Seite in 400 m Höhe ü. M., auf der westlichen 650 m hoch; um diesen Gletscher herum finden sich oben auf dem Plateau gewaltige, vereinzelte Schneehaufen, die vereinigt gewiß mehrere Quadratmeilen bedecken würden. Sie liegen in einer Höhe von 250—500 m, aber im Sommer 1886 fanden sich außerdem eine Menge Schneehaufen tiefer unten und an geschützten Stellen sogar dicht an der Strandkante; auf der westlichen Seite sind große Schneehaufen auch häufig weit unterhalb der Grenzlinie des zusammenhängenden Gletschers, so besonders auf Snæfjallaströnd, wo in der Nähe des Meeres viele auf den Absätzen der Basaltdecken liegen bleiben. Auf der äußersten Klaue der nordwestlichen Halbinsel, in Adalvík und Fljót, lagen 1887 im August an mehreren Stellen alte Schneemassen 50 bis 100 m ü. M.; auf den Bergen waren Schneehaufen häufig, aber nirgends sieht man hier irgendwelche Gletscherbildung. Daß Schnee und Gletscher auf der nordwestlichen Halbinsel weiter herabgehen als anderwärts, ist natürlich, denn das Klima ist rauh, der Niederschlag bedeutend, das Treibeis ein häufiger Gast und das Meer schneidet von allen Seiten ein. Auf Snæfellsnes gibt es keine Gletscher mit Ausnahme des Snæfellsjökull, wo die Schneelinie auf der nordöstlichen Seite 830 m hoch liegt, aber auf der Bergkette dieser Halbinsel finden sich verstreut größere und kleinere Schneehaufen abwärts bis zu 500 m Höhe. Nördlich vom Vatnajökull fand ich im Sommer 1884 in den südlichen Ódádahraun fast nirgends Schneehaufen tiefer liegen als ungefähr 1000 m ü. M. Am südlichen Rande des Vatnajökull senkt sich die Schneelinie weiter herab als auf der Nordseite, am südlichsten vom Öræfajökull liegt sie etwa 1000—1100 m ü. M., an der Ostseite etwas tiefer, ungefähr 700 m, und das unterste Gletscherende des Breidamerkurjökull war 1894 nur 9 m ü. M. Auf der Nordseite liegt die Schneelinie am Kistufell 1300 m hoch und der unterste Rand des Dyngjujökull hatte 1884 eine Höhe von 765 m ü. M. Im Ódádahraun steigt die Grenze für zusammenhängende Gletschermassen bis zu einer Höhe von über 1400 m, aber die Gebirge in der Nähe des Eismeers sind in diesen Gegenden nicht so hoch, daß sie bis zur Schneelinie hinaufreichen. Doch finden sich vereinzelte Firn- und Schneehaufen am Kistufell 1118 m ü. M.; an der Trölladyngja abwärts bis zu 1150 m, in der Askja an geschützten Stellen bis 1000 m usw. Nördlicher, in den Bergen am Mývatn, fanden sich im Juli 1884 größere Schneehaufen 700—800 m ü. M. und ungefähr in derselben Höhe in den Kinnarfjöll am Skálfandi. Auf der gebirgigen Halbinsel zwischen Eyjafjördur und Skálfandi ist das Klima rauhkalt und der Pflanzenwuchs kümmerlich, doch finden sich hier keine zusammenhängenden Gletscher mit Ausnahme des Kaldbakur, aber der Gürtel der bleibenden Schneehaufen reicht an vielen Stellen bis zu 450—500 m hinab und Ende Juni 1896 fanden sich auf Flateyjardalur 220 m ü. M. noch verstreute Schneehaufen in Menge. An den Ostfjorden reicht die Region der bleibenden Schneehaufen an den meisten Stellen bis zu 500—50 m hinab, auf dem Hochlande zwischen Mýrdalsjökull und Vatnajökull bis 600—700 m und am Langjökull bis 500—600 m. Die Verbreitung der Schnee- und Firnhaufen, sowie die Höhen der Schneegrenze in verschiedenen Teilen des Landes werden später bei den einzelnen Gletschern angeführt.

4. Typen von Gletschern.

Die großen isländischen Gletschermassen sind ausschließlich an die Hochflächen des inneren Island gebunden; in den höchsten Teilen des Plateaus bedecken die Firnflächen

große Strecken. Der Vatnajökull, der ein Areal von 8500 qkm hat, ist eine kleine Ausgabe des grönländischen Inlandeises. Das Aussehen der großen isländischen Gletscher ist gänzlich verschieden von den Firn- und Eismassen der Alpen und nähert sich mehr dem Gletschertypus der Polarländer, doch findet man in den Randgebirgen des Hochlandes stellenweise kleinere Gletscher, die im Aussehen den Gletschern der Alpen völlig gleichen; außer den eigentlichen Plateaugletschern hat man in den Randgebieten vielfach andere Formen, Talgletscher, Kar-Gehänge und Schluchtgletscher. Die Firnflächen der Alpen sind klein, aber die Gletscherausläufer haben im Verhältnis zu dem Areal der Firnbecken eine enorme Länge; in Island sind die Firnflächen mehr ausgedehnt, aber die Gletscher verhältnismäßig kurz. Sie haben dagegen oft eine sehr große Breite und ihr Areal wird daher oft sehr groß. Die Firnfläche des Aletschgletschers hat nach Heim ein Areal von 99,54 qkm; der Eisstrom hat eine Länge von 16½ km, ein Areal von 29,45 qkm und eine Breite von 1800 m. Der Gletscher Dyngjujökull, der von dem 8500 qkm großen Vatnajökull nach N hinuntergeht, hat eine Länge von 20 km, eine Breite von ca 25 km und ein Areal von über 400 qkm; der Skaptárjökull und Brúarjökull haben noch größere Dimensionen. Der Jostedalsbræ, das größte Firnfeld Norwegens, hat ein Areal von 900 qkm, aber seine Gletscher sind klein, noch kleiner als die Gletscher der Alpen. Die großen Gletscher, die vom Vatnajökull herabgehen, erinnern in der Form sehr an den »Isblink« von Frederikshaab in Grönland; die Gletscher von Island bilden in mehrfacher Hinsicht ein Zwischenglied zwischen den Eisdecken der Polarländer und den Gletschern Europas. Während man sich in Grönland in die Verhältnisse der Eiszeit versetzt sieht, erblickt man in Island eine postglaziale Zeit, in der die Eismassen eingeschrumpft sind und die Gletscherablagerungen von Gletscherflüssen umgearbeitet werden; daher ist das Studium der Gletscher dieser beiden Länder und ihrer Gletscherablagerungen von großer Bedeutung für die moderne glaziale Geologie. Islands große Gletscherberge bilden schwachgewölbte Kuppen oder wellenförmige Eisfelder auf den höchsten Plateaus des Landes; die Unterlage der größten Gletscher mitten im Lande, Langjökull, Arnarfellsjökull und Vatnajökull, besteht aus einzelnen kleineren Plateaus, die sich von der eigentlichen Hochebene erheben. In den Firnfeldern selbst, die eine große Mächtigkeit haben, sind emporstehende Berggipfel sehr selten; erst in der Nähe der Ränder kommen sie hervor als herausstehende Kämme, Gräte und Spitzen des unterliegenden Berges. Die Oberfläche dieser Schneefelder ist von Schutt entblößt, welcher erst in den Gletscherenden zum Vorschein kommt; letztere sind oft ganz schwarz von Schutt und Felsstücken, die hier aus dem Eise herausschmelzen und große Areale bedecken. Die großen Gletscher, die sich von diesen Firnflächen hinunterstrecken, haben durchgängig eine sehr geringe Neigung; nur wo Bergseiten oder Felsspitzen aus den Seiten der Eisdecken heraustreten, finden sich steile Gletscher mit kleineren Dimensionen, Hängegletscher usw. Die großen Gletscher ruhen hauptsächlich auf weichen Gesteinsarten, Tuff und Breccie, die jedoch oft Decken oder Einlagen von Dolerit haben. Da diese Gesteinsarten nur geringe Widerstandskraft gegen die Erosion haben, führen die Gletscher und die Gletscherflüsse eine ungeheure Menge Schutt und Schlamm zum Tieflande hinab. Über das Ab- und Zunehmen der isländischen Gletscher weiß man nur wenig, doch zeigen die Beobachtungen, die man hat und die im folgenden angeführt werden sollen, daß das Vorwärtsschreiten und Zurückgehen der Gletscher hier wie anderwärts kleineren Schwankungen unterworfen ist, die mit klimatischen Perioden [1]) in Verbindung stehen. In Island ist man in gewissen Kreisen ziemlich allgemein der Ansicht

[1]) Meine Beobachtungen, betreffend den Vor- und Rückgang der isländischen Gletscher sind gesammelt bei Charles Rabot: Les variations de longueur des glaciers dans les régions arctiques et boréales (Archives des sciences physiques et naturelles, Genf 1897, 1899, 1900).

gewesen, die isländischen Gletscher seien in alten Zeiten, in der Glanzperiode der Republik, kleiner gewesen als jetzt, die Gletscherflüsse hätten weniger Wasser geführt usw. Dieses streitet jedoch, von einzelnen lokalen Abweichungen abgesehen, durchaus gegen das Zeugnis der Literatur und der Natur.

5. Gletscherläufe oder Gletscherstürze.

Eigentümlich für Island sind die sog. Gletscherläufe (jökulhlaup), die in ihrer ganzen Heftigkeit auftreten, wenn die unter der Eisdecke verborgenen Vulkane Ausbrüche haben; die großen Sandstrecken unterhalb der Gletscher werden bei solchen Gelegenheiten von einem brausenden Meere geschmolzenen Gletschereises mit darin schwimmenden Eisbergen und Eisstücken überspült. Solche Katastrophen können sehr bedeutende Veränderungen in den Oberflächenverhältnissen der umgebenden Gegenden verursachen, da die Wasserfluten und die Eisstücke oft eine unglaubliche Menge Schutt und Felsstücke mitführen; besonders haben die vom Ausbruch der Katla verursachten Überschwemmungen in der Topographie der naheliegenden Gegenden bedeutende Veränderungen hervorgebracht. Spitzen, die sich zuvor in das Meer hinaus erstreckten, ragen jetzt als isolierte Felsen weit vom Meere aus den Sandflächen empor und kleine Buchten und Fjorde sind in historischer Zeit ausgefüllt worden und verschwunden. Die Gletscherläufe von 1660 und 1721 waren besonders sehr tätig. Von diesen beiden Ausbrüchen hat man ausführliche Berichte von Augenzeugen. Nachdem die Katla am 3. November 1660 zu sprühen begonnen hatte, liefen mehrere Wasserströme, enthaltend Eis und Steine, vom Gletscher über den Mýrdalssandur zum Meere, aber am 9. November lief ein neuer Strom mit furchtbarem Brausen und Lärmen weiter nach W und führte die Pfarre Höfdabrekka mit Kirche und allen Wohnhäusern fort, so daß kaum ein Stein davon übrig blieb. Bei dieser Gelegenheit wurde so viel Sand und Schutt von den Gletschern herabgeführt, daß der Strand bedeutend nach außen wuchs, so daß da, wo früher Fischerboote in 20 Faden tiefem Wasser gefischt hatten, jetzt ein trockner Strand war, über den nun die Landstraße führt. Die Pfarre Höfdabrekka wurde danach auf einem Bergrücken 115 m über dem Flachlande wieder aufgebaut, so daß seitdem die Gletscherläufe nicht hinauf gekonnt haben. Bei dem Ausbruch der Katla im Jahre 1721 wurden auch Massen von Eis und Schutt zum Meere hinabtransportiert, von den höchsten Bergen in der Umgegend konnte man kaum über die Eisfelder hinwegsehen; die äußersten Eisberge blieben im Anfang ungefähr 3 Seemeilen vom Lande bei 70—80 Faden Tiefe stehen und bildeten hier eine Eisbarrikade, die jedoch bald von der Brandung zerstört wurde, und große Haufen von Eisbergen schwammen nach W bis nach Reykjanes. Da diese ganze Eismasse so plötzlich in das Meer hinausgeworfen wurde, hob sich dieses und überschwemmte die Küste, verwüstete die Wiesen und führte sogar bei den Eyjafjöll Fischerboote 40—50 km weit hinweg und die Meereswelle wurde an der ganzen Südküste von Island bemerkt. Die Eisflut führte eine 38 m hohe Felsspitze in der Nähe von Hjörleifshöfdi und einen langen grasbewachsenen Rücken mit sich fort, der einen Flächenraum von 237 000 qm einnahm, ohne daß die kleinste Spur davon zu zu sehen blieb. Der Bericht erzählt, man habe da, wo der Bergrücken gestanden, nur eine polierte Felsfläche mit kesselförmigen Vertiefungen gefunden. Auch der Öræfajökull ist bekannt wegen seiner großartigen vulkanischen Gletscherläufe, besonders in der Mitte des 14. Jahrhunderts; damals wurden zwei Kirchspiele mit 40 Gehöften und zwei Pfarren vollständig zerstört von einer Gletscherflut, die eines Morgens alles, Häuser, Menschen und Vieh, fortfegte. In der neuesten Zeit sind die Gletscherläufe vom Skeidarárjökull, die später besprochen werden sollen, am meisten bekannt geworden; wahrscheinlich stehen sie gewöhnlich mit Vulkanausbrüchen innerhalb der wenig bekannten Eiswüsten des Vatnajökull

in Verbindung; man hat häufig in den Jahren, in welchen Gletscherläufe stattgefunden haben, Asche- und Dampfsäulen vom Vatnajökull aufsteigen sehen. S. Gunnarsson, der diese Gletscherläufe selbst gesehen hat, beschreibt sie ungefähr so[1]): Wenn solche Gletscherläufe in Gährung sind, beginnen die Flüsse zu schwinden und bleiben zuweilen vollständig aus. Vor dem Gletscherlauf 1873 konnte man von Ende Januar bis Anfang Juni trocknen Fußes durch das Flußbett der Skeidará gehen; sonst führt dieser Gletscherfluß eine sehr bedeutende Wassermasse und muß zu Islands wasserreichsten Strömen gerechnet werden. Plötzlich beginnt der vorderste Rand des Gletschers sich gleichsam zu heben, er zerreist überall mit fürchterlichem Knallen und spaltet sich in große und kleine Stücke; das Wasser strömt an allen Ecken und Enden hervor und trägt mit rasender Eile das Eis über die unterhalb liegenden Sand- und Lehmflächen dahin, so daß Strecken von der Breite vieler Meilen mehrere Tage lang von einem reißenden Strome mit hausgroßen Eisstücken überschwemmt werden, die alles zermalmen, was ihnen in den Weg kommt. S. Gunnarsson hat den Gletscherrand selbst mit solcher Kraft und Schnelligkeit hervorbrechen sehen, daß er Erdreich, große Felsstücke, Moränen und Sandrücken vor sich her schob, so daß sie auf und nieder wogten wie die Falten in einem Stück Tuch. Nach einem Gletscherlauf bleiben oft große Eisstücke lange auf dem Sande liegen, und wenn sie schmelzen, bilden sich große, tiefe, kraterförmige Vertiefungen, denen man sich nicht gut nähern kann, da sich Lehm und Sand rund herum in Moder verwandeln, worin Pferde und andere Tiere leicht verschwinden können. Nach dem Gletscherlauf von 1873 sahen einige Reisende auf dem Skeidarársandur dicht unterhalb des Gletscherrandes einen hohen Springbrunnen aus dem Sande aufsteigen, er verwandelte sich später in einen reißenden Gletscherfluß, der jedoch bald wieder verschwand. Kleinere Gletscherläufe, die ziemlich häufig sind, werden von aufgestauten Flüssen und kleinen Seen verursacht, die periodisch die Eisdämme durchbrechen; solche kleine Seen kennt man im Svínafellsjökull und an anderen Stellen. Núpsvötn und Fúlilækur werden manchmal von Gletscherarmen aufgedämmt, worauf sie ausbrechen und Gletscherläufe hervorrufen[2]).

6. Beschreibung der einzelnen Gletscher.

Zusammenhängende Schnee- und Firndecken auf den Bergen werden in Island jökull (pl. jöklar) genannt und der Berg oder die Berggruppe, die unter dem Schnee liegt, wird dann als jökull bezeichnet, da nur die Eisdecke berücksichtigt wird; davor wird dann das eine oder andere Wort als nähere Bezeichnung angefügt, z. B. Vatnajökull (Gletscher der Gewässer), Langijökull (der lange Gletscher) usw. Eine Gletscherzunge wird skridjökull (Schreitgletscher) genannt oder falljökull (Fallgletscher), wenn er sehr steil ist; kann ein Gletscher auf steilen Felsen nicht zusammenhalten, sondern fällt er in großen und kleinen Stücken herab, so heißt er hrunjökull (Sturzgletscher). Firn entspricht ungefähr dem isländischen Wort hjarn, oder hjarnjökull; ein großer, harter Schnee- oder Firnhaufen wird fönn (pl. fannir) genannt.

Islands Gletscher haben ein Areal von ungefähr 13500 qkm; zum Vergleich mag erwähnt werden, daß die Gletscher in den Alpen zusammen ein Areal von 3000 qkm haben. Die norwegischen Gletscher sind ungefähr ebenso groß, die schwedischen 400 qkm; die des Kaukasus 120 qkm usw. Von Islands großen Schneeflächen gehen nach allen Seiten viele Gletscher hinab; zurzeit kennt man 139 Gletscher, wenn aber Islands Schneeberge näher untersucht und alle kleinen Gletscher mitgerechnet werden, wird sich diese Zahl gewiß sehr vergrößern. Im folgenden will ich eine kurze geographische Beschreibung der ein-

[1]) Nordanfari XVI, S. 17—19.
[2]) Geogr. Tidskr. XII, S. 171.

zelnen isländischen Gletscher geben und mit der nordwestlichen Halbinsel beginnen. Dieser Landesteil, der durch den Gilsfjördur und den Bitrufjördur vom Hauptlande beinahe abgeschnitten wird, bildet, wie zuvor erwähnt, ein besonderes, durch Fjorde und enge Täler zerstückeltes Plateau. Dieses hat eine Höhe von 5—700 m und ist ausschließlich aus Basalt erbaut, dessen Bänke sich wie Absätze voneinander abheben; im Schutze dieser Absätze liegt oben auf dem Hochlande eine Menge gewöhnlich langgestreckter Schneehaufen. Im Nordwestlande finden sich zwei Gletscher, Gláma und Drangajökull.

Die **Gláma** auf dem Hochlande zwischen Arnarfjördur und Isafjördur bildet eine schwachgewölbte, runde Firnkuppe, die 230 qkm groß und 901 m hoch ist. Das Hochland um die Gláma ist eine schwach wellenförmige Hochebene ohne Vegetation und mit verstreuten Schneehaufen. Es ist mir nicht bekannt, daß sich von der Gláma ein Gletscher in die Täler hinab erstreckt, und keiner von den Flüssen, die durch nahegelegene Täler fließen, führt Gletscherwasser; nur Vatusdalsá und Vattará werden ab und zu schwach milchfarbig von Gletscherlehm. Hier und da sieht man im Gletscherrand schwarze Felsen aus dem weißen Grunde hervorstehen, aber Risse und Spalten sind trotzdem selten und aus den nahegelegenen Bezirken reitet man oft quer über die Gláma um den Weg abzukürzen; Wege über dieses Firnfeld sind schon in alter Zeit benutzt worden. Auf Gunnlaugsons Karte nimmt der Gletscher einen viel größeren Platz ein, als ihm zukommt, sowohl Thingmannaheidi als Skálmadalsheidi sind vollkommen gletscherfrei; in dem feuchten Sommer 1886 fanden sich auf diesen Hochebenen viele verstreute Schneehaufen ohne Zusammenhang mit der Gláma, aber der größte Teil derselben taut in warmen und trocknen Sommern auf. Die Schneelinie liegt hier wahrscheinlich etwa 650 m ü. M.

Der **Drangajökull** ist ein viel bedeutenderer Gletscher, obgleich er kaum einen größeren Raum einnimmt als 350 qkm und nur 890 m hoch ist; er schickt mehrere Gletscher in die Täler hinab fast bis zum Meere. Auch dieser Gletscher ist auf Gunnlaugssons Karte mehr als doppelt so groß dargestellt, als er sein sollte; er war auch bis zu den Jahren 1886/87 einer der am wenigsten bekannten Gletscher in Island. Der Drangajökull reicht in Wirklichkeit nicht weiter nach S als bis 66° 2′ N., aber südlich davon finden sich auch auf dem Plateau eine Menge große, freiliegende Schneehaufen, wovon ein großer Teil selten oder nie auftaut. Die Hauptmasse des Gletschers wird von einem schwach gewölbten Firn gebildet, von dem sich nach beiden Seiten Gletscher hinabschieben. Ungefähr mitten auf dem Gletscherberg finden sich zwei emporstehende Felsspitzen, Hrollaugsborg und Hljódabunga, und zwischen diesen emporstehenden Bergen ist eine schwache Vertiefung in der Schneekuppe, die sie in eine nördliche und eine südliche Kuppe teilt; der Berggipfel Midmundahorn außerhalb des Gletscherrandes am Reykjarfjördur ist durch einen Felsrücken, der in dem warmen Sommer 1880 zum Vorschein kam, mit den vorerwähnten Felsspitzen verbunden, wodurch er eine große Firnmulde bildet, von welcher der große Gletscher im Reykjarfjördur sich hinabstreckt. Der Drangajökull wurde zum erstenmal im Jahre 1809 von Hans Frisak bestiegen und 1862 von C. W. Shepherd, der ihn jedoch wegen schlechten Wetters nicht ordentlich untersuchen konnte und daher keinen nennenswerten Beitrag zur Kenntnis desselben geliefert hat. Er fand aber einen kleinen, sonst unbekannten Gletscher[1]). Mehrere verhältnismäßig bedeutende Gletscherflüsse mit milchweißem Wasser entspringen im Drangajökull; die größten von diesen sind die wasserreichen Flüsse Selá, die sich in das Isafjardardjúp bei Armúli auf der westlichen Seite des Gletschers, ergießt und Hvalsá auf der östlichen; letztere erhält jedoch nur einige ihrer Zuflüsse von dem Gletscher; außerdem finden sich schlammige Gletscherflüsse in allen den Tälern, in welche Gletscherzungen niedergehen.

[1]) C. W. Shepherd: The North West Peninsula of Iceland. London 1867, S. 83—89.

Von den Talgletschern auf der östlichen Seite ist der Gletscher bei Bjarnarfjördur der südlichste; sein unterstes Ende hat eine Höhe von ungefähr 250 m ü. M., aber der bedeutendste ist der Gletscher im Reykjarfjördur, der bis zur Höhe von 30 m hinabgeht. Ungefähr 2½ km vom Meere verengt sich das Tal bedeutend, und hier findet sich ein Querwall von Moränen in einem Bogen von der einen Bergseite nach der anderen. Von der Mitte dieses Moränenbogens bis zum Gletscherrand war 1886 ein Abstand von 1500 m; die Moräne wird von fünf Schuttrücken und -hügeln in einer Reihe gebildet; nur einer dieser Rücken liegt südlich von dem Flusse, der nahe der südlichen Seite des Tales fließt. Die Moräne hat eine Höhe von 15—20 m, und außerhalb derselben ist eine schwach wellenförmige Schuttebene; weiter unten sieht man einzelne emporstehende, vom Eise gescheuerte Felsrücken. Zwischen dem Gletscher und der Moräne liegt eine flache Schuttebene mit einzelnen Steinhaufen und verstreuten, tiefen Wasserpfützen; hier und da liegen große, eisgescheuerte Blöcke von einem harten, porphyritischen Basalt. Auf ihrer Leeseite sieht man oft kleine Ausläufer oder Rücken von kleinerem Schutte (eine Art »crag-tails« in kleinerem Stile). Stellenweise auf der Ebene sieht man große Brecciestücke, die vom Gletscher ganz zerdrückt worden sind. Wo der Gletscher auf den Talboden herabkommt, hat er eine Breite von 1—1½ km, aber seine unterste Spitze ist nur 600 m breit. Da wo der Fluß aus dem Gletschertor herausfließt, hatte er am 4. August 1886 mittags um 12 Uhr nur eine Temperatur von ÷ 0,8° C.; gleichzeitig war die Lufttemperatur 2°. Die Grundmoräne, die im Tore zum Vorschein kam, bestand aus Schutt und Lehm und große Blöcke waren hier und da in dem Gletscherrande eingekittet. Der Gletscher hat sich in der neueren Zeit sehr zurückgezogen; um das Jahr 1846 reichte er ganz bis zu den Moränenbogen hinaus. Zuerst ging das Zurückweichen sehr langsam, und 1855 waren nicht mehr als 8—10 m vom Gletscherrande zur Moräne. Große Blöcke und Seitenmoränen zeigen die alte Dicke des Gletschers, die an dem jetzigen Ende des Gletschers 80—100 m größer gewesen ist als jetzt; die Neigung des abgeschmolzenen Gletschers hat etwa 5° betragen. In einer älteren Periode hat sich der Gletscher aber sicherlich noch mehr zurückgezogen, denn im 17. Jahrhundert befand sich ein Gehöft (Knittilsstadir) in der Nähe des jetzigen Gletscherrandes; die Ruinen des Gehöfts wurden noch 1710 gefunden, sind aber später von dem Flusse zerstört worden, der sehr wasserreich ist, schlammiges Wasser führt und sich oft verändert.

Ein Gletscher, der sich zum Tharalátursfjördur hinabstreckt, endet ungefähr 120 m ü. M. und reicht nicht ganz bis zum Tieflande auf den Talboden hinab; auch er hat sich in den letzten 20—30 Jahren[1]) um einige hundert Klafter zurückgezogen. Zum Furufjördur geht ebenfalls eine Gletscherzunge bis zu 200 m Höhe hinab. Auf der nordwestlichen Seite streckt sich ein bedeutender, schön geformter Gletscher in den Leirufjördur nieder. Das Gletscherende hat hier eine Höhe von 38 m ü. M. Die Ebene unterhalb des Gletschers bildet eine regelmäßige Fläche bis hinab zum Meere und wird nur von den niedrigen Moränen unterbrochen. An der südlichen Bergseite ist im Gletscherende ein Einschnitt mit lotrechten Eiswänden und von da fließt ein bedeutender Gletscherfluß nach N am Gletscherrande entlang, wo er aus mehreren kleinen Gletschertoren eine Menge Zuflüsse empfängt; darauf verzweigt er sich und breitet sich in unzähligen Krümmungen und Windungen über den Talboden unterhalb der Moränen aus. Längs dem Gletscherrande findet sich eine kleine Moräne und außerdem vier andere Moränenbogen quer über das Tal etwas weiter unten. Außerhalb der Moränen ist die Ebene mit Gras bewachsen, innerhalb der vierten Moräne ist sie ganz ohne Gras. Ebenso wie der Talgletscher im Reykjarfjördur

---

[1]) Bezieht sich auf das Jahr 1886, da ich diese Gegenden besuchte.

hat auch dieser sich in den letzten 40—50 Jahren zurückgezogen, denn vorher ging er ganz bis zur äußersten Moräne (ungefähr 1 km). Große Seitenmoränen in den Bergseiten zeigen ebenfalls die alte Mächtigkeit des Gletschers; der vorerwähnte Einschnitt im Gletscherende entstand im Jahre 1883. Vor 300—400 Jahren hat ein Gehöft, Öldugil, in der Nähe des jetzigen Gletscherrandes gestanden, dessen Ruinen noch zu Anfang des 18. Jahrhunderts zu sehen waren, was auf eine ältere Periode mit starkem Rückgang zu deuten scheint.

Südlich von der 660 m hohen Dalsheidi schiebt sich ein anderer bedeutender Gletscher vom Drangajökull in den Boden des Kaldalón hinab. Von dem Gletscherende, das in einer Höhe von ungefähr 25 m ü. M. liegt, sind etwa 3—4 km hinunter zum Fjordende; dieser Zwischenraum wird von einer fast wagerechten Ebene eingenommen, die von drei Moränenbogen überschnitten wird. Außerhalb der Moränen besteht die Ebene fast ausschließlich aus feinem Gletscherton, aber innerhalb derselben ist die Oberfläche mit grobem Geröll und eisgescheuerten Blöcken bedeckt. Sogar 1—2 Kubikfaden große Blöcke vom härtesten Basalt sind vollständig zerdrückt und mit unzähligen Rissen durchsetzt worden. Der Fjord ist so mit Gletscherlehm angefüllt worden, daß man innerhalb der Mitte über ihn reiten kann; das Wasser reicht hier bei Ebbe den Pferden ungefähr bis zum Bauch, aber der Grund ist sehr weich. Die äußerste Moräne scheint viel älter zu sein als die andere; sie ist jetzt mit Gras bewachsen und ist früher mit Buschwald bestanden gewesen. Längs der südlichen Bergseite finden sich große Seitenmoränen, größtenteils aus aufgestapelten Felsblöcken zusammengesetzt; hier und da sieht man tiefe Wasserpfützen zwischen den Schutthaufen. Der vorderste Rand des Gletschers hat eine Höhe von 125—60 m. Hoch oben an der südlichen Seite des Gletscherendes findet sich eine Partie Gletschereis zwischen den Felsen (Votubjörg) festgeklebt; hiervon reißen ab und zu große Stücke los, um unter Donnern und Krachen auf den Gletscher hinunterzustürzen. In den Bergseiten sieht man auch hier alte Seitenmoränen, die von der Mächtigkeit des Gletschers in der Vergangenheit zeugen; vor 20—30 Jahren reichte das Gletscherende bis zur innersten Moräne hinaus, hat sich aber seitdem um 400—600 m zurückgezogen. Auch hier befanden sich in alten Zeiten Gehöfte (Lónhóll und Trimbilsstadir) in der Nähe des Gletschers; sie sind längst von den Gletscherflüssen ganz zerstört worden. Nach Shepherd soll sich ein kleiner, ungefähr 100 m breiter Gletscher in den Boden des nördlichen Armes des Skjaldfannardalur östlich von Ármúli hinab erstrecken; doch ist das südliche Ende des Drangajökull selbst noch nicht von Reisenden besucht worden; vom Drangaháls hatte ich jedoch Aussicht dorthin im Jahre 1886. Das Hochland südlich vom Drangajökull, die sog. Steingrímsfjardarheidi, ist ganz übersät mit großen Schneeflecken und einige erstrecken sich sogar tief hinab in die Täler auf der östlichen Seite. An der Bucht Kaldbaksvík waren im August 1886 in einer Höhe von 200—240 m ü. M. alle Vertiefungen von gewaltigen Schneehaufen ausgefüllt; einige davon schienen sehr alt zu sein. Auf der Dalsheidi an der westlichen Seite des Gletscherberges, waren am 6. August 1887 in einer Höhe von 500—600 m nur einzelne Schuttrücken schneefrei; über dieselbe hohe Landspitze geht ganz westlich ein Weg über die sog. Snæfjallaheidi. Hier waren die Schuttflächen am 12. August 1887 in einer Höhe von 400 m ü. M. ganz schneefrei, aber in den steilen Bergseiten auf Snæfjallaströnd, wo man von dem südlichen Rande des Berges herabkommt, lagen gewaltige, alte Schneehaufen, die sich auf den Absätzen der Basaltdecken in parallelen Linien bis ganz zur Küste hinab erstreckten.

Der **Snæfellsjökull**, der große Vulkan, der die Halbinsel Snæfellsnes gegen W abschließt, hat ebenfalls eine Gletscherdecke, die jedoch kaum ein größeres Areal hat als ungefähr 20 qkm. Der Vulkan hat eine Höhe von 1436 m und obenauf einen mit Eis

gefüllten Krater, dessen Spitzen aus dem Schnee aufragen und »Jökulthufur« genannt werden. Auf der nördlichen Seite, oberhalb der Ólafsvík, beträgt die Höhe der Schneelinie nach der Messung von Bright und Holland 830 m; nach SW ist die Schneelinie dagegen kaum tiefer als ungefähr 1000 m. Hier stehen mehrere Lavarücken aus dem Eise heraus und zwischen ihnen finden sich große Spalten; auch hier unterhalb des Gletscherrandes sind lose Schneehaufen in den Höhlungen der Lava. Unbedeutende Eisbildungen sind in dem ganzen Firnrand zu sehen, aber ein größerer Gletscher findet sich nur nach O, wo sich eine lange Eiszunge auf den Jökulháls hinab erstreckt und etwa 500 m ü. M. endet; ein kurzer aber breiter Gletscherfetzen erstreckt sich auch etwas westlicher hinunter auf den Krater Kvíahnúkur zu. Der größte Teil des Wassers von dem Gletscher verschwindet in der porösen Lava, aber einige kleine Flüsse und Bäche führen doch Gletscherwasser; von diesen fließen Stapagil und Sandalækur nach S und Gufuskálamóda und Hólmkela nach NW und N. Der Snæfellsjökull ist oft bestiegen worden, zuerst von Eggert Olafsson und Bjarni Pálsson[1]) am 1. Juli 1754, demnächst von Sir John Stanley und Mr. Wright[2]) am 14. Juli 1789, von Bright und Holland[3]) am 3. Juli 1810 und von Ebenezer Henderson[4]) am 25. Mai 1815; später ist der Gletscher von mehreren Isländern und von einigen fremden Touristen bestiegen worden.

Der **Langjökull** ist von den großen Schneefeldern des inneren Hochlandes das westlichste. Dieser mächtige Schneeberg, der sich von SW nach NO erstreckt, ist 74 km lang und ganz südlich fast 30 km breit, hat eine Höhe von ungefähr 1400 m und ein Areal von etwa 1300 qkm; das Hochland in seiner Umgebung ist 500—700 m hoch. Die verschiedenen Teile des Langjökull haben besondere Namen, der nordwestlichste Teil heißt Balljökull, der südwestliche Geitlandsjökull und der südliche und südöstliche Teil Skaldbreidarjökull und Bláfellsjökull. Die Hauptmasse des Langjökull wird von ausgedehnten, schwach gewölbten und wellenförmigen Firnmassen gebildet. Mit Ausnahme einer Bergspitze nördlich vom Hvítárvatn mitten im Gletscher kennt man keine Nunataks in den inneren Schneefeldern des Gletschers. Der Grund besteht aus Palagonitbreccie und doleritischer Lava, die hier und da in den Randbergen zum Vorschein kommt.

Der Paß Flosaskard schneidet den Langjökull vom Eiríksjökull ab und, zwischen dem Langjökull und dem mit Schnee bekleideten alten Vulkan Ok liegt das Tal Kaldidalur. Mitten drinnen in der südwestlichen Ecke des Langjökull, befindet sich das Tal Thórisdalur, das von Felsen und Gletschern umgeben ist; an dieses geheimnisvolle Tal knüpfen sich viele Sagen. Es wurde zuerst im Jahre 1664 von zwei isländischen Pfarrern besucht, jedoch erst von Björn Gunnlaugsson 1835[5]) näher untersucht. Im SW des Flosaskard erstreckt sich das Hafrafell wie ein Vorgebirge vom Gletscherberg nach außen; südlich davon hat sich ein Gletscher auf das Hochland zwischen Hafrafell und Hádegisfell hinabgeschoben. Dieser Gletscher wurde schon im Jahre 1753 von E. Olafsson und B. Pálsson untersucht, welche die Spalten, Moränen, Sandpyramiden, Gletschertische usw. beschreiben[6]). In neuerer Zeit ist dieser Gletscher von K. Keilhack[7]) beschrieben worden. Das Gletscherende liegt 600 m ü. M.; es hat 20 m hohe Endmoränen und Seitenmoränen, die sich bis zu einer Höhe von 780 m hinauf erstrecken. Auch südlich vom Hádegisfell geht ein be-

---

[1]) Rejse gjennem Island I, S. 276—88.

[2]) John Barrow, jun.: A visit to Iceland in the summer of 1834. London 1835, S. 263—75.

[3]) G. S. Mackenzie: Travels in the island of Iceland 2. Aufl., Edinburgh 1812, S. 175—80.

[4]) E. Henderson: Iceland or the journal of a residence in that island during the years 1814 and 1815. Edinburgh 1818, Bd. II, S. 37—44.

[5]) Näheres über die Reisen findet man in Islendigur III, S. 81—93 und Sunnanpóstur 1836, S. 113—24. Ebenso in Geschichte der isländ. Geogr. II, S. 110—13.

[6]) Rejse gjennem Island I, S. 86—102.

[7]) Beiträge zur Geologie der Insel Island (Ztschr. der Deutschen geol. Ges. 1886, S. 446—49).

deutender Gletscher zum Kaldidalur hinab, teils mit sehr starker Neigung und steilem Gletschergefälle. Längs dem Gletscherrande liegen Sand- und Schuttstrecken, die von Gletscherbächen durchströmt werden, welche sich zu dem reißenden Gletscherfluß Geitá sammeln, der sein schlammiges Wasser in die Hvítá ergießt und dieser seine milchweiße Farbe mitteilt. Die Schneelinie liegt hier ungefähr in einer Höhe von 900 m, aber große Schneehaufen finden sich auch in den Randbergen des Jökull umher verstreut hinab bis 500—600 m ü. M. Die Unterlage des Geitlandsjökull ist in dem südlichen Teile sehr uneben, was zur Bildung kleinerer Gletscher, Gletscherfälle usw. Anlaß gibt. Im Boden des Kaldidalur liegen mehrere Schneehaufen in der Höhe von 630 m ü. M. Die Schneedecke des Langjökull erstreckt sich ganz hinaus auf die Bergkante an der südöstlichen Ecke des Kaldidalur und große Stücke Firn brechen ab und fallen herab; die Schutthalden unterhalb sind daher aus Schutt, Felsstücken, Schnee und Eisstücken zusammengesetzt. Weiter nördlich sendet der Firn vier kleinere und drei größere Gletscher zum Kaldidalur hinab; unterhalb der Gletscher liegen flache Sandstrecken, von kleinen Gletscherbächen durchrieselt, die alle nordwärts nach Geitlönd strömen. Vom Gipfel des Vulkans Skjaldbreid hat man eine gute Aussicht über den südlichen Teil des Langjökull. Ganz im W sieht man die steilen Bergabhänge am Kaldidalur, darauf folgt eine Einsenkung an der Mündung des Thórisdalur, dann ein großer Gletscher westlich vom Hagavatn und ein anderer zwischen diesem See und den Bergspitzen Jarlhettur (1065 m); diese Gletscher werden durch den eisfreien Berg Hagafell getrennt. Auf der Oberfläche dieser Gletscher finden sich bedeutende Geschiebemassen und an den Seen sieht man in den Gletscherrändern hohe Eisklippen, von denen ab und zu kleine Eisberge in die Seen hinunterfallen. Auf der Karte sind nur zwei Seen zu sehen; im Jahre 1883 waren es drei. Hinab in den großen See Hvítárvatn (435 m ü. M.) gehen vom Langjökull zwei bedeutende Gletscher, auf jeder Seite der Bergspitze Skridufell einer; das Gletschereis erstreckt sich auch ganz hinaus auf den Rand dieses Berges und schickt drei kleine Hängegletscher hinunter durch Klüfte im Bergrande. Der Gletscher im S des Skridufell ist größer; er reicht jetzt in den See hinaus, aber am Schlusse des 18. Jahrhunderts konnte ein Mensch mit Leichtigkeit zwischen dem Gletscherende und dem Wasser gehen. Der nördliche Gletscher hat ein steileres Gefälle, er hat einen kleinen Fjord (Karlsdráttur) vom Hvítárvatn beinahe abgeschnitten. Wo der Gletscher in den See hinabgeht, ist er von unzähligen Spalten zerklüftet und erhebt sich mit unregelmäßigen Absätzen; ab und zu hört man scharfes Knallen, gefolgt von dumpfem Dröhnen, wenn der Gletscher kalbt. Diese beiden Gletscher führen beständig eine bedeutende Menge Schutt, Lehm und Felsstücke in den See hinaus, der deswegen nur eine geringe Tiefe hat; der südliche Teil ist nur 5—6 Faden tief, der nördliche etwas tiefer; der See ist stets mit größeren und kleineren Eisstücken angefüllt. Aus dem Hvitárvatn ergießt sich ein sehr bedeutender Gletscherfluß, die Hvítá, die nicht nur eine Menge Schlamm aus dem Hvítárvatn fortführt, sondern auch von den Nebenflüssen, Fúlakvísl und Jökulkvísl, die im Arnarfellsjökull entspringen, Gletscherlehm empfängt.

Nördlich vom Hvítárvatn streckt sich das Hrútafell als ein riesiges, steiles Vorgebirge vom Langjökull hinaus. Dieser Berg bildet ein besonderes Gletschermassiv, welches durch eine mit Gletscher bekleidete Einsenkung vom Langjökull getrennt wird. Die oberste Fläche des Hrútafell ist mit einer Firnplatte bedeckt, die sich auf die scharfen Ränder des Berges hinaus erstreckt und kleinere Gletscher durch einzelne steile Klüfte hinabschickt; in der östlichen Front kriecht ein ganz kleiner Gletscher an der Bergseite hinab, und von ihm fließt ein michweißer Bach nieder in die Fúlakvísl. Von der nordöstlichen Ecke des Hrútafell gehen drei steile Gletscher zum Flachlande hinab, die in der Entfernung wie gewaltige Wasserfälle in der Bergseite aussehen; sie haben sich vollständig den Terrain-

verhältnissen angepaßt und sind so regelmäßig wie geologische Modelle. Von der nordwestlichen Ecke des Berges geht der größte von den Gletschern des Hrútafell zum Flachlande hinab auf große Haufen alter Moränen, welche wahrscheinlich von alten Gletschern herstammen, die das Tal hinter dem Hrútafell ausgefüllt haben. Die niedrigen Rücken, welche der Eisdecke des Hrútafell mit dem Langjökull verbinden, sind zum großen Teil von Gletschern bedeckt, aus denen schneefreie Rücken und Felsspitzen herausstehen; hier wird hinter dem Hrútafell ein Tal gebildet, wo der südlichste von den Zuflüssen der Fúlakvísl entspringt. Das Tal ist beinahe von Vegetation entblößt; man sieht nur einige einzelne Pflanzen, die auf den Schutt- und Lehmflächen, die von den vielen Gletscherbächen umgebildet werden, ein kümmerliches Dasein fristen. Außerhalb der Talmündung liegt das mittelste, sog. Thjófafell; darauf folgt das dritte, isolierte Thjófafell (Fagrahlíð), und nördlich von diesem beginnt eine lange Reihe von Randbergen, die sich vom Gletscherrande nach außen erstrecken. Hinab in das Tal hinter dem Hrútafell gehen vom Langjökull ein paar kleinere Gletscher, und nördlich von der Mündung desselben beginnt ein großer Gletscherbogen, der sich hinter den beiden nördlichen Thjófafell zu einer steilen Bergseite mit zwei Wasserfällen hinauf erstreckt. Von diesem Gletscher, der große Moränen führt, entspringt der mittelste Zufluß der Fulakvísl, während der nördlichste Fluß von einem kleineren Gletscher nördlich von der Bergseite mit den Wasserfällen entspringt. Nördlich von diesem geht der Rand des Langjökull in einem großen Bogen auf die nördlichsten Randberge hinaus. Es befinden sich also hier an den sog. Thjófadalir vier Gletscher, die von Hrútafell herabkommen, und wenigstens fünf vom Langjökull; keiner dieser Gletscher hat einen besonderen Namen. Dieser Gletscherwelt machte ich 1888 einen flüchtigen Besuch; vorher war sie ganz unbekannt gewesen.

Im Jahre 1815 verirrte sich E. Henderson auf einer Gebirgsreise nach dem nördlichen Ende des Langjökull und fand u. a. an dem Jökull eine grasbewachsene Ebene, die den Namen Jökulvellir erhielt. Eine nähere Untersuchung wurde durch einen Nebel verhindert, in den die Reisenden plötzlich eingehüllt wurden[1]). Die Gegenden am nordwestlichen Rande des Langjökull waren so gut wie gänzlich unbekannt, als ich im Sommer 1898 dort hinauf kam. Die nördlichste Spitze des Langjökull liegt flach auf Grundbergen aus Tuff und Breccie, die hier und da von Dolerit bedeckt sind. Die Firngrenze liegt hier ungefähr 1100 m ü. M., während die Einsenkung zwischen Langjökull und Lyklafell 920 m hoch liegt. Von dem Ende des Jökull erstreckt sich ein breites wellenförmiges Hochland nach dem Stórisandur hin, und dicht am Jökull erhebt sich das Lyklafell, eine gesonderte Bergmasse von bedeutendem Umfang mit vielen kleinen Berggipfeln rund herum. Die Firnmasse des Langjökull reicht nicht ganz bis auf das nördliche Ende der Grundberge hinaus, und diese senken sich terrassenförmig gegen das Hochland hinab. Die Terrassen scheinen durch Senkungen hervorgebracht zu sein; die Berge sind einmal in der Vorzeit bei starken Erderschütterungen von mehreren parallelen Spalten zerklüftet worden; diese Bewegungen haben sicherlich mit Vulkanausbrüchen in Verbindung gestanden, denn oben auf den Terrassen findet sich alte Lava. Eine dieser Spalten erstreckt sich am Rande des Jökull entlang nach der Kraterreihe, aus der das Hallmundarhraun stammt; dieser große Lavastrom begrenzt den Jökull nach NW und füllt den ganzen Raum zwischen ihm und den Eiríksjökull. Südlich von den Kratern gehen drei kleinere Gletscher von den Firnflächen nieder und zwischen ihnen finden sich mehrere verstreute Schneehaufen in einer Höhe von 900 m. Der Langjökull neigt sich darauf nieder zum Jökull-Winkel am Flosaskard. Ein großer Gletscher geht in das Flosaskard im S des nördlichen Sees hinab, er

[1]) Iceland Bd. II, S. 200—202.

erhielt den Namen Flosajökull; von ihm fließen mehrere Gletscherbäche in den See. Nördlich vom Flosaskard befinden sich fünf Felsspitzen im Rande des Langjökull und zwischen ihnen vier kleine Gletscher; oberhalb ist hier eine hohe und breite Firnkuppel oben auf dem Hauptjökull, aber nördlich davon eine breite Einsenkung, durch welche ein sehr großer und breiter Gletscher zum Flachlande hinabgeht, er erhielt den Namen Thristapajökull. Der Rand dieses Gletschers der von einer langen, zum Teil schneebedeckten Moräne begrenzt wird, liegt 628 m ü. M. und erstreckt sich ganz hinab auf das Lavafeld; lange Seitenmoränen gehen zu beiden Seiten hoch auf den Jökull hinauf. Der ganze Horizont wird gegen O und S von den gewölbten Firnflächen des Langjökull begrenzt, die ungefähr 1400 m hoch sind; dort oben ist kein dunkler Fleck zu sehen mit Ausnahme einer fernen, kleinen Bergspitze, die Bláfell heißt. Die Schneelinie liegt hier in ungefähr 1000 m Höhe. Im August 1899 ging F. W. Howell mit zwei anderen Engländern quer über den Balljökull hinunter zu den Thjófadalir, aber er hat, soviel ich weiß, nur eine briefliche Notiz[1]) über diese Reise geschrieben. Auf dem Hochlande nordwestlich vom Langjökull fanden sich im Juli 1898 einzelne Schneehaufen, besonders an geschützten Stellen, so am Saudafell 500 m ü. M. und am Arnarvatn 565 m. Die Gletscherflüsse, die vom Langjökull entspringen, sind, worauf schon Sveinn Pálsson hingewiesen hat, im Verhältnis zu der Größe des Jökull ungewöhnlich wenige; vielleicht wird ein Teil des Wassers von den großen, nahegelegenen Lavaströmen und Sandflächen aufgesaugt und die Seen auf der Arnarvatnsheidi erhalten wahrscheinlich Zuflüsse von dem Jökull. Die Gletscherflüsse, die vom Langjökull entspringen, sind nur Geitá, Hvítá, Fúlakvísl und Farid, einer von den Nebenflüssen des Tungufljót, der aus dem Hagavatn stammt.

Dicht nördlich von der nordwestlichen Ecke des Langjökull erhebt sich der isolierte **Eiríksjökull** zu einer Höhe von 1798 m; er ist von beinahe senkrechten Brecciefelsen umgeben. Der oberste, kuppelförmige Teil des Berges ist von einer blendendweißen Firnkappe bedeckt, die ein Areal von ungefähr 100 qkm hat; sie reicht jedoch nicht ganz bis zu den senkrechten Felsen hinab, die den Berg umgeben[2]). Die nordwestliche Ecke des Eiríksjökull ist niedriger als der Hauptberg. Der Bergabhang nieder zum Hallmundarhraun ist sehr steil, und eine eigentümlich geformte Spitze, Eiriksnýpa genannt, erhebt sich aus der Böschung. Ein kleiner Gletscher erstreckt sich hier aus dem Firn heraus, reicht aber nicht ganz bis zum Felsrand hinaus. Außerdem gehen von der Firnmasse des Berges fünf andere sehr steile Gletscher auf den Bergseiten abwärts. Von diesen ist der mittelste der größte, er geht durch eine Schlucht nach NO hinab und hat eine große Moräne hinuntergeführt, die sich als ein mächtiger Schuttrücken auf das Hochland darunter hinauserstreckt; dieser Gletscher erhielt den Namen Klofajökull. Westlich von diesem finden sich zwei eigentümlich geformte Gletscherfälle, jeder mit zwei Armen; sie wurden Eystri-Brækur und Vestri-Brækur getauft. Diese beiden Gletscher haben eine Neigung von 20—30° und sind von einer Menge tiefer Spalten zerrissen; ihre Enden reichen ungefähr bis zu 722 m ü. M. hinab. Der Klofajökull wird von drei Gletschern gebildet, der größte geht in der Mitte hinunter und hat ganz oben eine Neigung von 25°, ganz unten von 10°; Aus Seitenschluchten aber gehen zwei andere, noch steilere Gletscher nieder; sie verschmelzen in eins mit dem Hauptgletscher, der sich weit hinunter auf die von ihm selbst erbaute Moräne erstreckt. Das Gletscherende liegt 606 m ü. M., und bis zu ihm hinauf hat die Moräne eine Dicke von 77 m, muß aber im ganzen beinahe doppelt so mächtig sein; sie ist aus Gletschergeschiebe und eisgescheuerten Felsblöcken zusammengesetzt, hat eine Neigung von 22° und zu oberst eine Menge gipfelförmige Höhen mit dazwischenliegenden

[1]) Geogr. Journal, London 1899, XIV, S. 441.

[2]) Der Eiríksjökull ist mehreremal bestiegen worden u. a. von Ch. C. Clifford 1865 und A. Heusler 1895.

tiefen Wasserpfützen. Mehrere Gletscherbäche strömen vom Gletscherende über die Moräne hernieder, der größte in der Mitte, aber mehrere ausgetrocknete Bachbetten beweisen, daß bei starkem Eisschmelzen viel mehr Wasser dort fließt, als damals, da ich den Ort besuchte (den 17. Juli 1898). Diese Gletscherbäche verschwinden ebenso wie andere kleinere Wasserläufe von den Gletschern des Eiríksjökull in der Lava, wo ein Teil des Gletscherlehms zu Boden fällt und in den Vertiefungen der Lava kleine Lehmflächen bildet. Südöstlich vom Klofajökull gehen zwei kleine Gletscher längs der Ostseite des Eiríksjökull nieder; sie sind ebenfalls sehr steil, reichen aber nur bis zu einer Höhe von 816 m hinab. Auch die ihnen entstammenden Gletscherbäche verschwinden in der unterhalb liegenden Lava.

Der alte doleritische Vulkan **Ok** westlich vom Kaldidalur, der 1188 m hoch ist, trägt gleichfalls eine regelmäßige Firnkuppel, die ein Areal von 35 qkm hat und in der Ferne gewölbt erscheint wie eine Eierschale; eigentliche Gletscher finden sich, soweit bekannt, nicht, aber der Rand der Firndecke scheint sich in eine Menge gesonderte Schneehaufen aufzulösen, welche die Vertiefungen in der Lava ausfüllen, so daß der Berg unterhalb des Firns ganz fleckig ist. Der Berg Ok ist ein glazialer Kuppelvulkan mit 2° Neigung nach O und 8—10° nach SW. Der postglaziale Vulkan Skjaldbreid, der 1050 m hoch ist, hat dieselbe Kuppelform und ist gewöhnlich mit großen Schneeflecken übersät, wovon jedoch das meiste in einzelnen warmen Sommern fortschmilzt. Ich bestieg diesen Vulkan am 3. September 1883 und fand hier keine Gletscherbildung vor, nur war der Krater mit Firnschnee angefüllt, der höchst wahrscheinlich niemals schmilzt. Vordem ist Skjaldbreid von Sveinn Pálsson 1792 und Björn Gunnlaugsson 1833 bestiegen worden. Der nahe gelegene, 1163 m hohe Berg Hlödufell, welcher von steilen Breccie- und Tuffelsen umgeben ist, trägt stets auf dem obersten Teile seines abgeflachten Gipfels eine unbedeutende Schneedecke zur Schau, aber eigentliche Gletscher sind bisher auf diesem Gebirge nicht gefunden worden. An dem, in der Nähe befindlichen Berge Skrida sind gegen N Flecken von Firnschnee vorhanden.

An der nördlichen Seite von Skardsheidi (1137 m) beim Borgarfjördur findet sich in Vertiefungen unterhalb der höchsten Spitzen eine geringere Firnmasse in regelmäßig gebildete Kare (Kaldidalur und Hornsdalur) verteilt, auch trifft man hier einige Spuren von Gletscherbildung an, indem der unterste Rand der Firnhaufen aus Fransen von bläulichem Gletschereis besteht, und an einer Stelle erstreckt sich eine lange und schmale Gletscherzunge in eine Kluft hinab. Nach Eggert Olafssons Erklärung soll diese Firnmasse im 18. Jahrhundert[1]) entstanden sein; ohne Zweifel ist dieselbe bedeutenden Veränderungen unterworfen. In dem trocknen, warmen Sommer 1888 waren hier die Schneehaufen ungewöhnlich klein, auch konnte ich keine Spur von Gletscherbildung entdecken, wohingegen in dem feuchten Sommer 1890 die Firnmassen bedeutend zugenommen hatten, auch war die Gletscherbildung nicht ganz unerheblich.

Arnarfellsjökull (oder Hofsjökull) liegt in der Mitte von Island mit einem Areal von ungefähr 1350 qkm. Derselbe erhebt sich als eine ungeheuer große, gewölbte Schneemasse mitten auf dem flachen Hochland; die Höhe ist noch nicht gemessen, beträgt aber wahrscheinlicherweise gegen 1700 m; das Hochland um denselben ist 6—900 m hoch. An der westlichen Seite führt der Weg Kjalvegur über die Lavafelder zwischen Langjökull und Hofsjökull, an der östlichen Seite befindet sich der jetzt vorzugsweise benutzte Weg Sprengisandsvegur. Der südöstliche Teil des Arnarfell ist häufig von Reisenden besucht worden. Sartorius von Waltershausen beschreibt die Gletscher von Arnarfell hid mikla. Nach seiner Aussage ist dieses Gebirge von zwei Gletschern umspannt, deren größte Nei-

[1]) Reise gjennem Island Bd. I, S. 83. Vgl. Keilhack: Beiträge usw. S. 438. Th. Kjerulf: Bidrag til Islands geognostiske Fremstilling S. 45

gung 10° beträgt; der Rand ist von einer dreifachen Moränenreihe umgeben, deren äußerste ungefähr 100 m vom Gletscher entfernt ist[1]). Nach R. Bunsen[2]) liegt der Gletscherrand in einer Höhe von 552 m ü. M. Nach I. C. Schythe besteht der Berg Arnarfell aus Tuff, auch beschreibt derselbe Reisende die Umgebungen dieser Gletscher ziemlich ausführlich. Er ritt über einen Arm des Gletschers, um die vielen schlammigen Flußarme zu vermeiden, welche auf dem Gletscher entspringen und sich in die Thjórsá[3]) ergießen. Bei meinem Besuch in den Kerlingarfjöll im Sommer 1888 hatte ich eine gute Aussicht über den südwestlichen Teil dieses Gletschers, den sog. Blágnýpujökull, der seinen Namen von einem im Gletscherrand befindlichen Gebirge, Blágnýpa genannt, erhalten hat; dicht östlich von diesem Gebirge entspringt von einem Gletscher der Jökulkvísl, welcher unterhalb des Gletschers auf den lehmigen Sandflächen ein Netz von Gletscherbächen bildet. Ein anderer Gletscher geht auf der westlichen Seite des Blágnýpa nieder. Dicht südlich vom Hofsjökull liegen, obwohl vom Gletscher getrennt, die 1249 m hohen Liparitgebirge Kerlingarfjöll mit ihren vielen merkwürdigen Solfataren[4]). Zwischen diesen beiden Bergketten, von denen diese spitzzackigen Gebirge gebildet werden, finden sich in den Vertiefungen große Schnee- und Firnhaufen, die niemals auftauen und verschiedentliche Ansätze zu Gletscherbildungen aufweisen; diese Schneemassen befinden sich hauptsächlich auf der Höhe von 1000—1100 m ü. M.

Der nördliche, an hochgelegene Wüsten grenzende Rand des Hofsjökull war früher nicht von einem Gelehrten besucht worden, bis ich denselben 1896 untersuchte. Von der Bergspitze Langahnúkur (1028 m) vermochte ich die nordöstliche Ecke des Firnfeldes gut zu übersehen, wo der Hofsjökull in einer steilen Felsspitze endet, auf welche sich der Firn erstreckt. Südöstlich von dieser Felsecke liegt eine kleine isolierte Bergspitze, Klakkur, und westlich von derselben geht ein Gletscher nieder, der gegen N von der erwähnten hohen Felsspitze begrenzt wird; hier entspringt ein Gletscherfluß, welcher der nördlichste Quellfluß der Thjórsá zu sein scheint. Westlich von der Spitze zieht sich eine Reihe von Gletschern zwischen die niedrigen Randgebirge hinab. Die schwach gewölbten Firnflächen sind hier ungefähr 1600 m hoch und setzen sich ohne nennenswerte Unebenheiten, so weit das Auge reicht, in südwestlicher Richtung fort. Zwischen der Felsspitze und einem abgerundeten Gebirge mit großen Schneeflecken, geht weiterhin östlich ein kleinerer Gletscher nieder, auf dem der Hnúkskvísl, ein Nebenfluß der östlichen Jökulsá, entspringt, darauf folgt ein anderer größerer Gletscher, dessen Rand von großen Moränen begrenzt wird; westlich von diesem zieht sich ein Bergrücken auf die Sande hinaus, während sich auf der anderen Seite desselben ein dritter Gletscher befindet, auf dem der wasserreichste Arm der östlichen Jökulsá entspringt. Noch westlicher erstreckt sich ein mit vielen Gipfeln versehener Gebirgszug, Illvidrahnúkar. Am nordöstlichen Rande des Hofsjökull ist das aus Sand und Lehm bestehende Hochland südlich vom Laugarhnúkur flach und dermaßen von Wasser durchdrungen, daß es eine einzige zusammenhängende Schlammasse bildet, die weder Menschen noch Tieren zugänglich ist. Längs der vielen verzweigten Wasserläufe, die sich südlich vom Laugarhnúkur vereinigen und in die Jökulsá ergießen, finden sich vereinzelte Mooseinfassungen, sonst ist hier keine Vegetation vorhanden. In dieser Gegend liegt der Gletscherrand des Hofsjökull ungefähr 910 m ü. M. Ich unternahm einen besonderen Ausflug nach dem westlichen Teile des nördlichen Gletscherrandes bei Illvidrahnúkar und hatte hier vom Ásbjarnarfell (1058 m) die beste Aussicht über diesen

[1]) Sart. v. Waltershausen: Physisch-geographische Skizze von Island. Göttingen 1847, S. 20 f.
[2]) Auszug eines Schreibens vom Prof. R. Bunsen an I. I. Berzelius. Marburg 1846, S. 3
[3]) I. C. Schythe: En Fjeldreise i Island 1840 (H. Krøyers Naturh. Tidskr. III, S. 349—60).
[4]) Eine nähere Beschreibung dieser Gebirge habe ich veröffentlicht in Geogr. Tidskr. X, S. 19—22 und in Das Ausland 1889, 62. Jahrg., S. 161—64.

Teil des Gletschers. Die Illvidrahnúkar erstrecken sich über ein ziemlich großes Terrain und bilden keine zusammenhängende Kette, sondern liegen längs des Gletschers und auf dem, diesem zunächst nördlich befindlichen Hochlande als einzelne Spitzen und Gebirgsknoten verstreut, die sämtlich auf Tuff und Breccie aufgebaut sind. Von den Gletschern fließen hier und da milchweiße Gletscherflüsse zwischen den Gebirgsknoten hinab. Vom Ásbjarnarfell aus gesehen bildet der Hofsjökull eine schneeweiße Fläche ohne »Nunatakken«, und erhebt sich im äußersten W zu einer etwas höheren Kuppel; der Rand ist dahingegen infolge der ungleichartigen Grundgebirge, deren Gipfel und Rücken stellenweise aus dem Eise hervorragen, unregelmäßig. Zwischen dem Ásbjarnarfell und dem kleinen Berge Sáta erstreckt sich ein breiter Gletscher auf die Sande nieder; in demselben entspringt die westliche Jökulsá in zwei Quellflüssen, von denen der östliche aus einem Gletschertor, dicht westlich vom Ásbjarnarfell hervorbricht. Westlich vom Sáta hat der Gletscher eine gleichmäßige Neigung abwärts nach den Sanden, aber südlich am Kjalvegur steigen die Randgebirge von neuem an. Oberhalb der Illvidrahnúkar bildet die geneigte Fläche des ganzen Firnfeldes eigentlich einen zusammenhängenden Gletscher, der durch die vielen, aus dem Eise hervorstehenden Rücken in eine Menge kleiner Gletscher zerstückelt wird, in welchen zahlreiche kleine, veränderliche Wasserläufe entspringen. Einer dieser kleineren Gletscher streckt sich abwärts in den Boden des Tales östlich vom Ásbjarnarfell, und ungefähr 7—8 ziemlich große Gletscher gehen vom Nordrand des Hauptgletschers hinter die Illvidrahnúkar nieder, jedoch sind sicher außerdem noch mehrere kleine Gletscher vorhanden. Der Gletscherrand befindet sich am Ásbjarnarfell 930 m ü. M., dahingegen ist der Rand des Hofsjökull bei den Quellen der Thjórsá und Blanda noch nicht näher gekannt. Mächtige Flüsse entspringen auf dem Arnarfells- oder Hofsjökull, so z. B. der längste und wasserreichste Fluß in Island, Thjórsá, ferner Blandá und Hjeradsvötn, vermittels der beiden Quellflüsse die östliche und westliche Jökulsá, sowie der früher erwähnte Jökulkvísl, einer der größten Nebenflüsse der Hvítá. Das nördlich vom Hofsjökull zunächst gelegene Hochland mit einer Höhe von 600—700 m ist im Sommer fast immer frei von Schnee, wohingegen weiter nördlich, in der Nähe der Eyjafjardar- und Skagafjardartäler, wo das Terrain bis zu einer Höhe von 800—1000 m steigt, zahlreiche Schneehaufen vorhanden sind; in Höhen über 900 m finden sich viele verstreute Firnhaufen, die selten oder niemals auftauen.

Im südlichsten Teile von Island erstreckt sich vom Hochlande aus eine breite Zunge, welche in der Nähe das Meeres, wo dieselbe ihre größte Höhe erreicht, von einer mächtigen, zusammenhängenden Firndecke, **Mýrdalsjökull** genannt, bedeckt ist. Die einzelnen Partien derselben tragen jedoch besondere Namen; so heißt der westliche hohe Gipfel Eyjafjallajökull, der nördlichste Teil Godalandsjökull, Merkurjökull und Botnjökull; auf der Südseite finden sich Sólheimajökull und der eigentliche Mýrdalsjökull. Diese gesamte Gletschermasse ruht auf einer Unterlage aus Tuff, Breccien und Konglomeraten und ist besonders durch die großen, unter der Eisdecke verborgenen Vulkane bekannt geworden, welche sich bisweilen durch heftige Ausbrüche und Überschwemmungen bemerkbar machen und daher für die Bewohner der Umgegend sehr verhängnisvoll gewesen sind Der westlichste und höchste Teil dieser zusammenhängenden Gletschermassen, Eyjafjallajökull oder Hájökull, besteht aus einem stumpfen Kegel, der gegen O ziemlich steil nach dem sog. Lágjökull abfällt, der nach Sveinn Pálssons Bericht so niedrig ist, daß die Bauern oft ihre Schafe über denselben nach Godalönd auf der anderen Seite treiben. Der 1705 m hohe Eyjafjallajökull ist ein alter Vulkan, der zweimal in historischer Zeit, 1612 und 1821, Ausbrüche gehabt hat. Nach Sveinn Pálsson, der am 16. August 1793 den Gletscher bestieg, ist der Hauptkrater eingestürzt und mit Eis angefüllt, während drei oder

vier Tuffelsen, auf denen das Eis nicht Fuß fassen konnte, als Ecken des vulkanischen Bechers emporragen [1]). Steile Tuffgebirge bilden die Basis des Vulkans, und unterhalb derselben erstreckt sich eine sandige und sumpfige Niederung bis zum Meere. Auf der Nordseite des Vulkans, gerade gegenüber von Barkarstadir ziehen sich zwei Gletscher fast bis zum flachen Lande (ca 200 m ü. M.) hinab; von einem derselben, dem östlichen, fließt der Fluß Steinholtsá, von dem westlichen die Jökulsá zum Markarfljót nieder. Das unterste Ende des östlichen Gletschers wendet sich ein wenig nach W, der westliche ist von einer Vertiefung, die sich aufwärts zum eisgefüllten Krater des Vulkans erstreckt, herabgeglitten. Während der Eruption 1821 schmolz dieser Gletscher und zerbrach; die großen Eisstücke wurden auf die Sande westlich von Steinsholt hinabgeführt, wo sie erst zwei Jahre später schmolzen und große Löcher hinterließen [2]). Etwas westlicher zieht sich vom Gletscher bis zur Mitte der Randgebirge eine breite, verzweigte Gletscherfranse hinab. Die Firngrenze liegt ungefähr 700—800 m ü. M. In Godaland finden sich zwei Gletscher, zwei andere in Thórsmörk, von denen der eine lang ist und die Krossá zum Markarfljót hinabsendet; in letzterem soll ein See vorhanden sein, der aufgedämmt, seine Dämme durchbricht, infolgedessen große Gletscherläufe durch Krossá entstehen. Gegen SO zieht sich vom Eyjafjallajökull ebenfalls ein Gletscher auf der Grenze zwischen dem eigentlichen gletschergedeckten Vulkangipfel und dem östlicheren, niedrigeren Gletscher nördlich von Sólheimar hinab; in diesem Gletscher entspringt der Fluß Kaldaklofsá, und wahrscheinlich entspringen die Gletscherflüsse Irá und Holltsá ebenfalls auf kleineren Gletschern, die ich aber nicht gesehen habe. Von der Vertiefung zwischen dem eigentlichen Eyjafjallajökull und dem Mýrdalsjökull geht der lange Sólheimajökull nieder, in welchem der reißende Fluß Fúlilœkur oder Jökulsá á Sólheimasandi entspringt.

Sólheimajökull geht in das Flachland östlich von den Skógafjöll hinab, wo sein Ende nur eine Höhe von ca 50 m ü. M. besitzt. Am vordersten Rande des Gletschers ragt ein kleiner Bergknoten, Jökulhöfud, hervor, der jetzt mit Moränenschutt bedeckt ist; ungefähr 100 m unterhalb des Gletscherrandes liegen unregelmäßige niedrige Moränen; ca 1860 ging der Gletscher bis auf diese hinaus, so daß der Jökulhöfud unter dem Eise verschwunden war; später ist der Gletscher etwas zurückgegangen. Derselbe hatte sich um das Jahr 1783 bei weitem mehr zurückgezogen, und die Jökulsá floß damals direkt aus einer Kluft, die sich jetzt viel höher zwischen dem Skógafjöll und dem Gletscher befindet; später hat der Gletscher beim Vorrücken mit seinem vordersten Teile die Kluft verstopft, so daß sich der Hauptarm der Jökulsá durch Rinnen unter dem Eise den Weg bahnen muß und jetzt aus einem Gletschertor im äußersten W des Gletscherrandes hervorströmt. Als Arni Magnusson im Jahre 1703 den Gletscher beschrieb, waren die Verhältnisse ungefähr dieselben wie jetzt, demnach muß der Gletscher im Zeitraum von 1703—83 bedeutend zurückgegangen sein: später ist derselbe gewachsen und hat sich dann seit 1860 wieder zurückgezogen. Kleinere Gletscherläufe, von diesem Gletscher ausgehend, sind häufige Erscheinungen. Das Wasser wird in der erwähnten Kluft aufgedämmt, bis dasselbe die Eisbarriere sprengt und hervorstürzt, wobei es Eisstücke und Geröll zum Meere hinabträgt. Unter normalen Verhältnissen führt die reißende Jökulsá auch häufig Eisstücke mit sich, die den Reisenden, welche den Strom passieren, gefährlich werden können. Die unterhalb des Gletschers befindlichen Sande sind früher besprochen. Ich besuchte im Sommer 1893 den Sólheimajökull. Der Name Fúlilœkur (Stinkfluß), der häufig anstatt des gewöhnlichen

[1]) Sveinn Pálsson: De islandske Isbjærge S. 16. Eyjafjallajökull ist ebenfalls von Ferd. Vetter beschrieben worden, der ihn zu besteigen versuchte. »Der Eyjafjallajökull« im Jahrb. des Schw. Alp-Clubs XXIII, 1887, S. 221—46.

[2]) Safn til sögu Islands II, S. 555.

Namens Jökulsá á Sólheimasandi angewendet wird, schreibt sich von starken Schwefelwasserstoff Geruch her, der dem Flusse eigen ist. Über die Ursache dieses Gestanks weiß man nichts Genaues, vielleicht sind Solfataren unter dem Eise vorhanden. Mehrere Gletscherflüsse haben diesen Geruch an sich, und zuweilen schlägt von den Gletschern ein durchdringender Schwefelwasserstoffgeruch nieder, der in Island unter dem Namen »Jöklafyla« bekannt ist. Im Südlande kann derselbe vom Winde nach entfernten Gegenden geführt werden.

Der eigentliche Mýrdalsjökull grenzt gegen SO, O und N an Sandwüsten und verstreute kleine Gebirge, aber gegen SW an die Ansiedlung Mýrdalur, wo er auf 700—800 m hohen Randgebirgen ruht, welche die Ansiedlungen gegen Invasion der Gletscher beschützen. Mehrere kleine Gletscher ziehen sich jedoch abwärts in die Täler nördlich von Mýrdalur, und von denselben gehen Flüsse nieder durch die Ansiedlung. Westlich von Fell läuft der Fluß Klifandi nieder durch eine tiefe Kluft, in welche sich der Gletscher hinabzieht, auf dem der Fluß entspringt. Die Hafursá wird von zwei Gletscherflüssen gebildet, von denen ein jeder in der entsprechenden Gletscherzunge entspringt. Der Múlakvísl fließt von zwei kleinen Gletschern oberhalb Höfdabrekku-afrétt nieder, und etwas östlicher zieht sich ein kleiner Gletscher bei den Huldufjöll quer nach dem Kötlujökull nahe bei den Quellen vom Sandvatn hinab. Die Firngrenze auf dem Mýrdalsjökull befindet sich 600 m ü. M., also ungefähr 300 m tiefer als früher angenommen war. Der eigentümlichste von den Gletschern des Mýrdalsjökull ist der Kötlujökull, den ich 1893 während meines Aufenthalts am Berge Hafursey auf Mýrdalssandur untersuchte, da ich von hier leicht Ausflüge nach dem naheliegenden Gletscher unternehmen konnte; auch hatte ich vom Gipfel des Berges eine ausgezeichnete Aussicht über die südöstliche Ecke des Mýrdalsjökull. Die mächtigen Schneeflächen des Gletschers erstrecken sich mit einzelnen wellenförmigen Erhebungen, soweit das Auge reicht, gegen N. Nordwestlich von Hafursey ist hoch oben auf dem Gletscher eine Vertiefung zwischen den beiden höchsten Firnkuppeln sichtbar, von hier aus erstreckt sich der große Katlagletscher abwärts nach den Sanden. Zu oberst im Firnbecken dieses Gletschers liegt der Vulkan Katla unter dem Eise. Hier befindet sich die Firngrenze ebenfalls ca 600 m ü. M., jedoch schiebt sich der Katlagletscher bedeutend weiter abwärts, so daß der Rand derselben hinter Hafursey nur 205 m ü. M. liegt. Dieser große, 8 km lange Gletscher besitzt zu unterst eine Breite von 6 km und umfaßt ein Areal von 35 qkm; derselbe ist in der Vertiefung zwischen den oben erwähnten Firnkuppeln verhältnismäßig schmal, da die Unterlage ein Tal zwischen zwei kleineren Nunatakken zu beiden Seiten bildet. Auf der westlichen Seite befinden sich oben im Gletscher die sog. Huldufjöll, steile Gebirgsabhänge, welche gegen S von dem kleinen, vorhin erwähnten Quergletscher begrenzt werden. Wo die beiden Gletscher zusammenstoßen, befinden sich auf dem Eise große Moränen. In diesem Winkel entspringt der wasserreiche Fluß Sandvatn, und der Katlagletscher ist hier von Spalten und tiefen Abgründen zerklüftet. Derselbe breitet sich auf der Niederung zwischen den Huldufjöll und einigen kleinen, westlich vom Sandfell befindlichen Nunatakken als eine gewaltige, schildförmige Masse aus. Der unterste Gletscherrand ist schwarz von Schutt und Scorien, die weiter oben, wie gewöhnlich, in bogenförmigen Streifen parallel mit dem Gletscherrand geordnet sind. Der äußerste Gletscherrand endigt an den meisten Stellen mit 30—40 m hohen, völlig schwarzen Eismauern, an denen nur hier und da etwas Eis in Ritzen sichtbar ist, übrigens ist das Eis mit Schutt angefüllt; der Gletscher ist im Begriff vorzurücken, und außerhalb des Randes sind keine Moränen vorhanden. Das schmutzige Gletscherwasser quillt überall in kleinen, dunkelbraunen Fällen hervor, und unterhalb bilden sich viele kleine Bäche, von denen sich die meisten nordwestlich von Hafursey mit dem Sandvatn vereinigen. Hinter

Hafursey sind die ungeheuren Massen von Scorien und vulkanischer Asche zu sehen, welche sich bei Ausbrüchen der Katla aufhäufen können. Die Gletscherbäche haben seit dem Ausbruch der Katla im Jahre 1860 einen Teil der Scorienmassen vom Gletscherrand fortgeführt, so daß man von den Sanden bei Hafursey 20—30 m hohe, steile Abhänge hinuntersteigen muß, um zum Rande des Gletschers zu gelangen. Diese Abhänge zeigen die Dicke der beim Ausbruch 1860 ausgeworfenen Schutt- und Aschenmassen. Bei Eruptionen der Katla wird ein Teil des Gletschers durchbrochen, und gewaltige Wasserfluten überschwemmen mit Tausenden von schwimmenden Eisstücken die großen Sandstrecken; Blöcke, größer als Häuser, werden in das Meer hinausgeführt oder türmen sich auf den Sanden in langen Einzäunungen, hohen Rücken und Haufen auf, bis dieselben zerschmelzen, wodurch die Sande oft für lange Zeiten unfahrbar werden. Schuttmassen und Felsstücke werden über die Niederung verstreut oder in das Meer hinausgespült. Zwischen den Ausbrüchen haben die Gletscherflüsse Zeit gewonnen, einigermaßen stabile Flußbetten in die losen Sande zu graben, aber durch die Gletscherläufe wird das ganze Terrain verändert, alles alte verwischt, Vertiefungen werden ausgefüllt, und hinterher müssen sich die Flüsse neue Wege bahnen. Nach jedem Ausbruch bilden sich daher neue Flüsse an ganz anderen Stellen als vordem, und eine Zeitlang breiten dieselben ihre Arme über das Flachland aus, bis sich die mächtigsten Stromfurchen tief genug eingegraben haben; erst dann tritt für dieselben eine Zeit der Ruhe ein, bis eine neue Katastrophe hereinbricht. Auf der Karte von Björn Gunnlaugsson sind die Flußläufe dargestellt, wie dieselben nach dem Ausbruch 1823 existierten, jetzt sind dieselben jedoch völlig verändert. Die Gestalt des Múlakvísl ist sehr verschieden von der damaligen, und der Sandvatn hat eine völlig neue Form angenommen. Wahrscheinlicherweise haben sich jedoch die Gletscherflüsse von dem westlichen Winkel am Katlagletscher damals mit dem Múlakvísl vereinigt. Der in sehr alten Überlieferungen erwähnte Fluß Eyjará ist nicht mehr vorhanden, und der Nýjavatn oder Kötlukvísl, der beim Ausbruch 1823 gebildet wurde, ist längst verschwunden. Nächst der Hekla ist die Katla in historischer Zeit der tätigste Vulkan auf Island gewesen. Die große Kraterspalte liegt zwischen den Ausbrüchen unter den Gletschern verborgen und ist deshalb niemals gehörig untersucht worden, obwohl verschiedene Versuche zu dem Zwecke angestellt wurden. Eggert Olafsson und Bjarni Pálsson, die im August 1756 von N her zum Vulkan vorzudringen versuchten, wurden vom Unwetter zur Umkehr genötigt; der Pfarrer Jón Austmann, welcher 1823 nach einem stattgefundenen Ausbruch dorthin reiste, konnte die tiefe, schwarze Kluft sehen, aber sich derselben wegen großer Gletschersprünge nicht nähern. Der Engländer Watts erblickte an derselben Stelle im Jahre 1874 nur ein hufeisenförmiges, mit Gletschern angefülltes Tal. Die Katla hat in historischer Zeit zwölf Ausbrüche gehabt, von denen der erste ungefähr um das Jahr 900, der letzte im Jahre 1860 stattfand.

Von der Ostseite des Mýrdalsjökull gehen ebenfalls einige Gletscher nieder. So findet sich südlich vom Sandfell ein kleiner Gletscher, der von dem Kötlujökull durch eine Reihe von Nunatakken getrennt ist; nördlich vom Sandfell, zwischen demselben und Merkigil streckt sich ein bedeutend größerer Gletscher, mit einem Areal von ca 12 qkm zum Tieflande hinab. Hier entspringen zwei Gletscherflüsse, ein jeder auf der entsprechenden Seite des Sandfell, welche nach ihrer Vereinigung unten auf den Sanden den Namen Leirá führen. Die verzweigten Klüfte Merkigil, in denen der Jökulkvísl entspringt, befinden sich in einer Gruppe unregelmäßiger Tuffgebirge im Rande des Gletschers, und nördlich von dieser Gebirgsgruppe erstreckt sich außerdem ein breiter Gletscher hoch oben vom Öldufell bis auf die unregelmäßig terrassenförmigen Höhenzüge hinab, die hier vom Gletscher auslaufen; dieser Gletscher umfaßt ein bedeutendes Areal, wahrscheinlich ungefähr 20 qkm;

das von demselben herabfließende Wasser wird hauptsächlich vom Jökulkvísl aufgenommen. Der ganze nördliche Rand des Mýrdalsjökull ist von einem gewaltigen Gletscher bedeckt, der mit seinem bogenförmigen Rand den Hauptjökull in seiner ganzen Ausdehnung zwischen Öldufell und Emstrur begrenzt. Der Gletscherrand, welcher durch den mitgeführten Schutt und Sand eine sehr dunkle Farbe erhalten hat, befindet sich ungefähr 700 m ü. M. Dieser große Gletscher der mit einer gleichmäßigen Neigung in die Firnflächen des Hochjökull übergeht, scheint nur von schwacher Beweglichkeit zu sein. Die Firngrenze konnte nicht bestimmt werden, liegt aber wahrscheinlicherweise 1100 m ü. M. Parallel mit dem Gletscherrand laufen eine Menge bogenförmige Geschiebestreifen bis weit auf den Gletscher hinauf. Westlich von Godaland ragen mehrere schneefreie Gebirge aus dem Eise hervor, worauf der Gletscher gegen W in der Höhe abnimmt, wo eine Vertiefung die östliche Gletschermasse vom Eyjafjallajökull trennt.

Nördlich vom Mýrdalsjökull und östlich von der Hekla findet sich eine gletscherbekleidete Gebirgsgruppe, **Torfajökull** genannt, die ein Areal von ca 100 qkm einnimmt. Der Torfajökull hat mit anderen isländischen Gletschern keine Ähnlichkeit, die gewöhnlich aus großen Firnkuppeln bestehen und sich über hochliegende Plateaus ausbreiten, wo nur äußerst wenige oder gar keine Spitzen von der Unterlage durch das Eis emporragen. Die Unterlage des Torfajökull besteht aus steilen unregelmäßigen Liparitgebirgen, die durch tiefe Täler und Klüfte in kleine Partien mit unzähligen Rücken und Spitzen zerstückelt werden. Die höchstgelegenen Täler und Klüfte sind von Firnmassen ausgefüllt, welche größere und kleinere, durch hellrote und gelbe Liparitrücken getrennte Gletscherpartien bilden. Infolge dieser Eigentümlichkeit zeichnet sich der Torfajökull von allen anderen isländischen Gletschern aus, von denen er sich sowohl durch seine Form als auch durch Farbe unterscheidet; die Randgebirge der Gletscher und die aufrecht stehenden Spitzen bestehen sonst aus dunkler Breccie und Basalt, hier aber sind die hellen Farben vorherrschend. Die Farbentöne der hellroten und gelben Felsen und der weißen und graulichen Schneehaufen und Firnmassen schmelzen ineinander, so daß die Konturen ausgewischt werden, während die Schneehaufen der Basalt- und Brecciegebirge sich grell von dem dunklen Hintergrund abheben. Ähnliche Verhältnisse kommen sonst nur bei den Kerlingarfjöll vor, wenngleich in viel geringerem Maße. Die höchsten Rücken des Torfajökull erreichen ungefähr eine Höhe von 1200 m und auf der Ostseite bei Hitalaug befindet sich die Firngrenze ungefähr 950 m ü. M., jedoch reichen stellenweise große Schneehaufen an beschützten Orten auch tiefer hinab. Eigentliche größere Gletscher sind noch nicht bekannt, auch ist der Torfajökull bisher nicht hinlänglich untersucht worden, jedoch entspringen am Rande der Firnhaufen viele Gletscherbäche mit milchweißem Wasser, welche verschiedene Richtungen verfolgen und sich mit den Flüssen Hólmsá, Skaptá, Markarfljót und Tungná vereinigen. Der größte von den Flüssen, welche in dem eigentlichen Torfajökull entspringen, ist der Námskvísl, der sich gegen N in die Tungná ergießt. Warme Quellen, sowohl Schwefelquellen als auch alkalische Quellen sind in großer Anzahl in den Randgebirgen und den hochgelegenen Tälern vorhanden, zuweilen sind dieselben unter großen Schneehaufen verborgen, wo infolge der Wärme Öffnungen entstehen, aus welchen die Dampfsäulen emporsteigen. Vielfach sind auch die Liparitfelsen umgebildet und verblaßt durch alte, jetzt versiegte Quellen und Fumarolen. Auf beiden Seiten finden sich eigentümliche Liparit-Lavaströme, deren Oberfläche mit Bimstein und Obsidian gedeckt ist.

Die Hekla (1557 m) ist nicht von einem eigentlichen Gletscher bedeckt, aber auf dem Gipfel derselben sind stets große Schneehaufen vorhanden; gegen NW sind in den Vertiefungen des Lavastroms am Gebirgsabhang große, von unzähligen Spalten durchfurchte Firnhaufen sichtbar. Auf der nördlichen Seite des Markarfljót erhebt sich nördlich vom

Eyjafjallajökull eine mit spitzen Zacken versehene Gebirgsmasse, der **Tindfjallajökull** (1580 m). In den Vertiefungen zwischen den Bergspitzen sind beträchtliche Firnmassen vorhanden, von denen zwei Gletscher gegen NW auslaufen. Auf diesen Gletschern entspringen zwei Gletscherbäche, Valá und Blesá, welche sich in den Fluß Rangá ergießen. Die ca 25 qkm große Firnmulde des Tindfjallajökull mit ihren emporragenden Gebirgsrücken und spitzen Gipfeln verliehen diesem Gebirge große Ähnlichkeit mit den Gletschergebirgen der Alpen.

Keins von den Gebirgen zwischen dem Vatnajökull und dem Mýrdalsjökull im Vestur-Skaptafell-Distrikt, reicht über die Schneegrenze hinaus, wenngleich hier stellenweise viele und große stationäre Schneehaufen vorhanden sind, die in der Regel im Sommer nicht auftauen. Namentlich kommen derartige Schneehaufen vielfach in den Gebirgen um den Torfajökull vor; in den Grœnufjöll, Skœlingar und Fögrufjöll, sowie in den Gebirgen auf Sidumannaafréttur fand ich im Sommer fast keinen Schnee, obwohl mehrere Spitzen 900 bis 1000 m hoch sind. Der Torfájökull scheint infolge seiner Lage und Höhe den Niederschlag an sich zu ziehen, was sich ebenfalls in den Umgebungen, obwohl diese tiefer liegen, bemerkbar macht, so daß Hunderte von beträchtlichen Schneehaufen von einem Jahr zum anderen liegen bleiben. In den Klüften und Vertiefungen des nördlichen Abhangs der Svartáhnúksfjöll liegen viele alte Firnhaufen ca 700 m ü. M., und an den Rändern desselben Gebirges sowie im Tindafell finden sich lange Firnflecken ca 800 m ü. M. So fand ich ebenfalls auf der Ebene bei Hitalaug überall an geschützten Stellen in einer Höhe von 600 m alte Schneehaufen, die aus mehreren Schneelagen, abwechselnd mit feinen Lagen von Ton und Palagonitstaub bestanden. Auf derselben Höhe fanden sich in Jökuldalir einige wenige verstreute Schneehaufen, dahingegen waren dieselben in großer Menge in den Gebirgsabhängen 50—100 m höher vorhanden. In den Bergen bei der Niederung Fljótshverfi bleibt der Schnee während des Sommers nicht liegen, nur fand ich verstreute Schneeflecken 900—1000 m hoch im Gebirgszug Björn; Súlutindar und Bunki, ja, sogar Grœnafjall im Vatnajökull waren frei von Schnee.

Vatnajökull. Diese ausgedehnte Firnmasse, welche ein Areal von 8500 qkm bedeckt[1]), hat große Ähnlichkeit mit den Eisdecken der Polarländer. Die Schneefelder des Vatnajökull erreichen eine Höhe von 1400—2000 m, der höchste vermessene Punkt, der Öræfajökull, ist nach der neuesten trigonometrischen Messung 2119 m hoch. Der einzige Reisende, welcher eine Wanderung über den Vatnajökull vorgenommen hat, der Engländer W. L. Watts, gibt in seiner Reisebeschreibung[2]) doch nur sehr ungenügende Auskunft über das Innere dieses Firnfeldes. Während der ganzen Reise hatte er mit Schneestürmen zu kämpfen, und die Reisenden fanden fast niemals Gelegenheit um sich zu schauen. Sie stießen ungefähr in der Mitte des Gletschers auf einen Nunatak, den sie »Mount Paul« tauften, der nach Watts aus Obsidian mit teilweise sphärolitischer Struktur bestehen soll. Die Höhe der Gletscheroberfläche schwankt im Innern von 1300—1900 m. Die Gletscherkuppeln östlich vom Vonarskard scheinen nach meinen, im Jahre 1884 vorgenommenen Messungen gegen 1900 m hoch zu sein; darauf wird der Gletscher gegen O niedriger, bis er bei den Kverkfjöll wieder ansteigt. Der Vatnajökull besitzt mehrere Vulkane, von denen die meisten jedoch noch unbekannt sind. Man hat mehrmals im 19. Jahrhundert von diesen Eisfeldern Rauchsäulen aufsteigen sehen, ohne jedoch die Ausbruchsstellen mit Sicherheit angeben zu können. So haben im Vatnajökull auf unbekannten Stellen im 19. Jahrhundert

---

[1]) Die Areale sind alle auf B. Gunnlaugssons und meiner Karte ausgemessen. Die Aufnahmen des dänischen Generalstabs auf der Südkarte 1903/04 scheinen darauf hinzuweisen, daß der Vatnajökull etwas kleiner ist.

[2]) W. L. Watts: Across the Vatnajökull, London 1876.

Ausbrüche stattgefunden in den Jahren 1862, 1867, 1873 und 1883. B. Gunnlaugsson sah auf seiner Reise durch das Odádahraun 1839 eine Rauchsäule vom Gletscher hinter Kistufell aufsteigen, auch glaubt Sveinn Pálsson, daß hier in der Nähe im Jahre 1774 ein Ausbruch stattgefunden hat; im Jahre 1794 erblickten ebenfalls einige Reisende daß sich in dieser Gegend eine dicke Rauchsäule vom Gletscher erhob. Während der meisten Ausbrüche im Vatnajökull ist der Skeidarárjökull auf der Südseite sehr unruhig gewesen, hat Gletscherläufe gehabt, und die Sande sind überschwemmt worden.

Der Südrand des Vatnajökull ist zum Teil seit langer Zeit bekannt gewesen, da der Jökull hier sich bewohnten Gegenden nähert und die Berichte verschiedener Reisenden etliche Notizen über diese Gletscher enthalten, die jedoch am ausführlichsten von Sveinn Pálsson beschrieben und untersucht wurden. Als ich 1884 meine Untersuchungen in diesen Gegenden begann, waren die anderen Teile des Gletscherrandes gegen N, W und O so gut wie unbekannt, und so viel man weiß, waren bedeutende Strecken noch nie von einem Menschen besucht worden. Der Nordrand wurde von mir 1884 untersucht, der Westrand 1889, der Südrand 1893 und 1894, in demselben Jahre auch der nordöstliche Teil. Die westliche Seite des Vatnajökull wird von einem mächtigen Gletscher gebildet, dessen Rand sich in einem großen von den Gebirgen südlich vom Vonarskard bis zu den Quellen der Núpsvötn erstreckt und demnach eine Länge von 75 km besitzt. Der Rand des Gletschers berührt die obersten Gebirge der vielen Tuffketten, welche sich vom Gletscher abwärts über das Hochland hinziehen. Der Gletscher steigt allmählich gegen die inneren Firnflächen des Vatnajökull an; derselbe ist sehr unrein und von großen Schlammassen, Schutt und Felsstücken bedeckt, auch erstrecken sich stellenweise Moränenstreifen 15—20 km auf den Gletscher hinauf. Die ganze westliche Seite des Vatnajökull wird als ein Ganzes mit dem Namen Skaptárjökull oder Sidujökull bezeichnet. Südlich vom Vonarskard zeigt sich im Gletscherrande eine Felsenreihe, und etwas weiter südlich ragen zwei spitze Gebirge, die Kerlingar, aus dem Gletschereis empor. Unterhalb des Gletscherrandes sind hier eine Menge niedrigere Tuffgebirge durch sanderfüllte Vertiefungen, die sich bis zu den Quellen der Tungná hinziehen, in mehrere Partien geteilt. Am Gletscherrande, wo die Tungná entspringt, findet sich eine kleine, flache Geröllebene, die von den Quellflüssen der Tungná durchstömt ist, von denen der nördlichste aus einem Gletschertor unter hohen Eisfelsen entspringt. Hier befindet sich in der Nähe des Gletschers eine niedrige Moräne, die aus unregelmäßig angeordneten Schotterhügeln besteht; zwischen derselben und dem Gletscherrande sind mehrere kleine Seen und Wasserpfützen mit milchweißem Wasser vorhanden. Der Gletscherrand befindet sich hier ungefähr 650 m ü. M. Südlich von den Quellen der Tungná ziehen sich zwei Gebirgszüge bis zum Rande des Gletschers hinauf, und zwischen denselben erstreckt sich ein sehr langer und schmaler See (Langisjór), der ebenfalls Gletscherwasser enthält und gegen O von den Eisfelsen der Gletscher begrenzt ist. Südlich von diesen Gebirgszügen ist das Hochland auf eine längere Strecke nach SO beinahe flach und mit Lava bedeckt, die von dem Ausbruch des Laki 1783 herrührt. Ich untersuchte den Rand des Skaptárjökull, nördlich vom Langisjór 1889, aber erst 1893 besuchte ich die Gegend südlich von diesem See, bei welcher Gelegenheit ich die Quellen der Flüsse Skaptá und Hverfisfljót entdeckte. Die Skaptá entspringt von dem Gletscher in vielen Armen, welche sich auf den unterhalb befindlichen Schotterflächen verzweigen. Einer der wasserreichsten Arme entspringt im Winkel bei den Fögrufjöll, wo sich dieselben aufwärts in den Gletscherrand erstrecken; sonst quillt das trübe Wasser überall aus der Kante des Gletschers hervor, die hier sehr schmutzig, fast schwarz von Blöcken, Schutt und Sand ist. In einigem Abstand erstreckt sich eine Moräne mit spitzen Schutthügeln in der Richtung des Gletscherrandes. An den Quellen des Hverfisfljót wird der Rand des Skaptár-

jökull durch 100—150 m hohe, senkrechte Eisfelsen, die von Lehm und Schutt durchknetet und völlig schwarz sind, abgeschnitten, und von der Kante des Gletschers stürzen unzählige kleine Gletscherbäche hinab, die im Eise verzweigte Tälchen und Erosionsrinnen gebildet haben, so daß die Eisfelsen wie Miniaturausgaben der Basaltgebirge des Westlandes aussehen. Das Eis ist in Lagen geteilt, die schwarz von Schutt sind, und die Erosion tut das ihrige, indem sie denselben Gesetzen folgt und dieselbe Wirkung hervorbringt. Aus Sprüngen, Klüften und Rinnen sprudeln unzählige trübe, braune, fast schwarze Bäche von Gletscherwasser hervor, die sich sämtlich in den Hverfisfljót ergießen, der mit starker Strömung und hohen Wellen dem Gletscherrande folgt und von diesen kleinen Bächen einen erheblichen Zuwachs erhält. Die Oberfläche des Gletschers ist oberhalb der Kante mit Tausenden von schwarzen mit Schutt bekleideten Eispyramiden bedeckt, große Blöcke liegen umhergestreut und dunkle Schottergürtel sind viele Kilometer innerhalb des Gletscherrandes parallel mit demselben geordnet. Längs des Gletscherrandes oder vielmehr in dessen äußerstem Saume ist eine Reihe 30—40 m hoher Moränen vorhanden; der Gletscher scheint im Begriff zu sein, sich etwas zurückzuziehen. Als wir am Flusse entlang ritten, schlug uns ein durchdringender Geruch von Schwefelwasserstoff entgegen, demnach befinden sich vermutlich Solfataren unter dem Gletscher. Eine kleine Felsspitze im Gletscherrande, von welcher die Kraterreihe des Laki ausläuft, bildet hier die Wasserscheide zwischen den Flüssen Skaptá und Hverfisfljót. Der Rand des Skaptárjökull ist im nördlichsten Punkte am Vonarskard ca 900 m ü. M. hoch, und ungefähr dieselbe Höhe erreicht er oberhalb Fljótshverfi bei Björn, während der vorspringende Bogen auf der Mitte bedeutend niedriger ist; demnach besitzt der Gletscherrand an den Quellen der Tungná eine Höhe von 650 m ü. M., bei denen der Skaptá 635 m und bei den Quellen des Hverfisfljót 655 m Höhe. An den Bogen, welche der Schutt der Oberfläche bildet, und die eine gewaltige Spannweite besitzen, ist die Bewegung der Gletschermasse abwärts zu erkennen; an den Moränen ist ersichtlich, daß sich der Gletscher gegenwärtig, wenngleich ganz unbedeutend, zurückzieht. Da sich die oberste Grenze des Gletschers nach den Firnflächen zu nicht mit Sicherheit bestimmen läßt, kann auch das Areal nicht genau angegeben werden, jedoch scheint es kaum weniger als 500—600 qkm einzuschließen. Daß eine so umfangreiche zusammenhängende Eismasse, ohne sich zu teilen, auf das Hochland hinabgleiten konnte, hat seinen Grund darin, daß die vielen Unebenheiten und Hügelreihen des Hochlandes zu geringfügig sind, um einer so gewaltigen Masse tatsächlichen Widerstand zu leisten. Auf der westlichen Seite des Vatnajökull scheint die Firngrenze ungefähr 1000 m ü. M. zu liegen.

Im Winkel zwischen den beiden Gletschern Skaptárjökull und Skeidarárjökull erhebt sich aus dem Eise ein großes Tuffgebirge, der Grœnafjall; unterhalb des Berges hat sich das Gletscherwasser zu einem ziemlich bedeutenden See, dem Grœnavatn, angesammelt, der auf allen Seiten vom Eise umgeben ist; vielleicht hängt der Name mit dem grünlichen Schimmer, den die umgebenden Eisfelsen dem Wasser verleihen, zusammen. Auf beiden Seiten des Grœnafjall strecken sich große Gletscher in den See hinab, der mit schwimmenden Eisstücken angefüllt ist. In älteren isländischen Schriften werden häufig vulkanische Ausbrüche bei Grimsvötn erwähnt, welcher Name vielleicht mit Grœnavatn identisch ist, faktisch haben hier, in der Nähe von Hágöngur, mehrmals vulkanische Ausbrüche von Kratern unter dem Eise, zuletzt im Sommer 1903 stattgefunden.

Der Skeidarárjökull ist der größte Gletscher auf der Südseite des Vatnajökull; derselbe ist ungefähr 20 km lang und an der schmalsten Stelle zwischen Súlutindar und Fœrines 7½ km breit, erweitert sich aber gleich darauf zu einer Breite von 15—20 km, so daß der bogenförmige Rand ungefähr 27 km lang ist. Der Skeidarárjökull ist als eine

ungeheure zusammenhängende Eismasse mit einem Areal von beinahe 200 qkm von den Gebirgen auf die Sande hinabgeglitten. Hier entspringen zwei große Gletscherflüsse, die Núpsvötn mit den Nebenflüssen Súla gegen W und Skeidará gegen O. Der halbkreisförmige Rand des Gletschers ist sehr unrein und zerspalten, dessen niedrigster Teil befindet sich ca 90 m ü. M. Allmählich steigt der Gletscher nach innen zu, anscheinend in viel höherem Grade als die Unterlage, so daß Helland seine Mächtigkeit auf 314 m anschlägt. Vor demselben befanden sich bei Hellands Besuch 1881 zwei Endmoränen, die eine unmittelbar vor dem Gletscher, die andere einige Kilometer weiter draußen. Otto Torell erwähnt 1857 vier Moränen. Der Gletscher führt ungeheure Massen von Sand und Schutt mit sich, so daß sein vorderster Rand oft fast schwarz ist. Der Skeidarárjökull ist häufigen und erheblichen Veränderungen unterworfen; heftige Gletscherläufe kommen oft vor, welche meistens auf die eine oder andere Weise mit Ausbrüchen im Vatnajökull zusammenhängen, aber wie es sich damit verhält, ist noch unaufgeklärt. Um das Jahr 1857 soll der Abstand des Gletschers von der Gebirgswand nördlich von Lómagnúpur nur 113 m betragen haben, aber 1881 war der Abstand wenigstens bis zu 750 m vergrößert. Im Winter 1880/81 zog sich der Gletscher um 188 m zurück und büßte durch Abschmelzen so viel von seiner Mächtigkeit ein, daß dieselbe um 63 m verringert wurde. Im Jahre 1880 kam auf der Skeidarársandur ein bis dahin unbekannter Fluß zum Vorschein, der so große Wassermassen besaß, daß er für Pferde nicht zu passieren war, 1881 war derselbe ganz unbedeutend. Ehe der Gletschersturz 1784 stattfand, war der Skeidarárjökull nach Sveinn Pálsson so hoch, daß die vorderste Ecke des Lómagnúpur von dem ziemlich hohen Gebirge bei Skaptafellssel aus nur als ein kleiner Felsen erschien, aber 1794 war die obere Hälfte desselben Gebirges über dem Gletscher von dem Gehöft selbst, das viel tiefer liegt, zu sehen. Im Jahre 1793 hatte sich der Gletscher etwa um 125 m von den Moränen zurückgezogen. Der Skeidarárjökull ist wegen seiner häufigen großen Gletscherläufe bekannt, von denen die bedeutendsten wohl meistens mit vulkanischen Ausbrüchen oben im Hauptjökull in Verbindung stehen, während die kleinen wohl meistens von aufgestautem Wasser im eigentlichen Gletscher herrühren. Sveinn Pálsson ist der Ansicht, daß die häufigen »regelrechten« Gletscherläufe in den Núpsvötn und Súla meistenteils abwechselnd mit den Läufen der Skeidará eintreten, dergestalt, daß, beim Anschwellen des einen, der andere vielleicht ein Minimum seines Wachstums aufweist, und umgekehrt. Bei den großen, durch vulkanische Einflüsse hervorgerufenen Gletscherläufen, treten auf dem gesamten Gletscher, also sowohl in den Núpsvötn als auch in der Skeidará gleichzeitig Läufe ein. Zuweilen können auch die Núpsvötn große Überschwemmungen anrichten, ohne daß die Skeidará beteiligt ist, wenn nämlich die südwestliche Ecke des Gletschers, wo Súlá entspringt, vorwärts gleitet, bis dieselbe auf Lómagnúpur stößt, wodurch Núpsvötn und Súla zu einem See aufgestaut werden und, sobald dieser seine Dämme durchbricht, große Überschwemmungen hervorrufen. Im Altertum scheint die Skeidará mitten auf der Skeidarársandur zum Meere geströmt zu sein, aber allmählich ihren Lauf verändert zu haben, so daß sie jetzt in die Lagunen außerhalb Öræfi mündet.

Die vulkanischen Ausbrüche, welche die großen Gletscherläufe des Skeidarárjökull veranlassen, rühren aller Wahrscheinlichkeit nach von einem Vulkan her, der in der Nähe von Grœnafjall und Hágöngur unter dem Eise verborgen ist, und hier scheint sich die früher erwähnte Ausbruchsstelle Grimsvötn zu finden. Ausbrüche von den Grimsvötn, die wohl meistens mit Gletscherläufen des Skeidarárjökull in Verbindung stehen, werden in den Jahren 1598, 1685 und 1716 erwähnt, auch stammen sicher die Ausbrüche, welche dem eigentlichen Skeidarárjökull zugeschrieben werden, von der nämlichen Stelle her. Im Jahre 1681 sollen im Skeidarárjökull Ausbrüche stattgefunden haben, sowie 1725 nördlich von diesem Gletscher »mit

Feuer und Wasserstürzen, unter Donnern und Krachen«. Auf derselben Stelle wurden 1727 gleichzeitig mit einem Ausbruch des Öræfajökull vulkanische Bewegungen wahrgenommen. Einige Leute, die auf der Reise über die unterhalb des Gletschers befindlichen Sande begriffen waren, erzählten Eggert Olafsson, daß sich die Gletscher hoben und senkten wie die Wellen des Meeres und sich hin und her bewegten. Zu gleicher Zeit entsprangen hier und da in der Grundlage des Gletschers, bald auf der einen, bald auf der anderen Stelle unzählige große und kleine Flüsse. Die Zuschauer erwarteten den Tod, blieben aber unversehrt auf einer Sandbank, da sich der Gletscher bis auf einige Faden innerhalb seiner Grenzen hielt. Im Jahre 1774 hatte der Vatnajökull einen Ausbruch und Skeidarársandur wurde überschwemmt. Der Ausbruch soll in der Nähe des Flusses Súla stattgefunden und fünf Wochen und drei Tage gedauert haben; die Skeidará blieb 17 Wochen lang trocken. Am 8. April 1784 brach der Skeidarárjökull auseinander und hatte einen Gletschersturz mit großen Wasserstürzen und vielen Eisblöcken, welche von den Flüssen Súla und Núpsvötn hinabgeführt wurden, so daß aller Verkehr über die Sande lange Zeit hindurch aufhörte. Ferner fand ein Gletscherlauf 1787 statt und im Jahre 1814, als E. Henderson diese Gegend besuchte, waren auf den Sanden die Überreste der Eisstücke noch nicht geschmolzen, sondern bildeten 30—50 Fuß hohe Eishügel mit Schuttdecken; diese Eishügel waren 1814 3/4 englische Meilen vom Gletscherrande entfernt, und zwischen diesem und den Hügeln befanden sich andere niedrige Anhöhen, die von einem Gletscherlauf aus den Jahren 1812 herrührten. Über Gletscherläufe vom Skeidarárjökull liegen Berichte von den Jahren 1819, 1838, 1852, 1862, 1867, 1873, 1883, 1892, 1897, 1899 und 1903 vor. Im März 1883 wurde die ganze Skeidarársandur überschwemmt, daß man am 21. März auf dem Wege vom Sandfell in Öræfi bis zum Lómagnúpur (35 km) nur zwei Schotterrücken aus den Wassermassen hervorragen sah, und am 22. März erblickte man eine hohe Rauchsäule, die an derselben Stelle vom Vatnajökull aufstieg. Der Gletscherlauf von 1892 war einer der größten, und ich sammelte im darauffolgenden Jahre während meines Aufenthalts in diesen Gegenden einige Berichte über denselben. Er begann am 12. März 1892, als man auf den obersten Gehöften in Öræfi bemerkte, daß der Fluß Skeidará anschwoll und gleichzeitig sich ein abscheulicher Schwefelgestank über die Ansiedlung verbreitete, der bereits am folgenden Tage vom Winde bis nach Reykjavík geführt wurde. Erst am 13. März begann der eigentliche Gletscherlauf und ganz Skeidarársandur (800—900 qkm) wurde von einer Wasserflut überschwemmt, die gegen O bis hinauf zur Ansiedlung in Öræfi drang und gegen W an Núpsstadur vorüber zur Mündung des Flusses Djúpá strömte, also eine Breite von 40—50 km besaß. In der nächsten Nacht vernahm man vom Gletscher her ein furchtbares Getöse, Donnern und Krachen, der nächste Berg Skaptafell erbebte wie bei einer Erderschütterung und am 14. morgens waren die Sande völlig bedeckt mit Gletscherstücken des geborstenen Gletschers, und besonders an den beiden großen Gletscherflüssen waren die Eisstücke dicht zusammengepackt. An der Skeidará hatte sich ein Gürtel von zusammengeschraubten Eismassen mit einer Breite von 7—8 km gebildet, der bis zum Meere hinabreichte (25 bis 30 km); die Eisstücke waren zum großen Teil 15—20 m hoch. Der Eisgürtel war so schwarz von Sand, Schutt- und Felsstücken, daß er einem Lavastrom glich. Ein ähnlicher Eisgürtel erstreckte sich vom Gletscher am Núpsvötn entlang bis in die Nähe von Maríubakki in Fljótshverfi (20 km). Gleichzeitig veränderte sich das Flußbett der Skeidará; vor dem Gletscherlauf strömte der Fluß aus einem Winkel an der östlichen Ecke des Gletschers, floß dann westlich vom Gehöft Skaptafell und längs des Gletscherrandes eine kurze Strecke in westlicher Richtung, bog dann nach O und teilte sich auf den Sanden in viele Arme; jetzt brach die Skeidará ungefähr 7½ km westlicher aus dem Gletscher hervor, zer-

spaltete große Schutthügel und bahnte sich ungeteilt einen Weg zum Meere. Anfänglich war der Strom unpassierbar, bald aber verzweigte er sich von neuem. Der Gletscherlauf brachte einen großen Einschnitt im Gletscherrand hervor, jedoch können unmöglich alle Eismassen, welche sich über die Sande verteilten, von demselben herrühren, vielmehr ist es anzunehmen, daß sie aus dem Innern des Gletschers durch die Flußrinne, die sich weit hinein unter den Gletscher erstreckt, hervorbrachen, zugleich stürzte die Decke der Rinne ein, wodurch der Stromkanal verstopft wurde und der Fluß sich einen anderen Ausweg suchen mußte. Gleichzeitig veränderten Núpsvötn und Súla ihre Läufe und letzterer durchbrach einen alten Schuttrücken. Weniger bedeutend war der Gletscherlauf vom Jahre 1897, der am 13. Januar begann und aus der Mitte des Gletschers hervorbrach; die von demselben herrührenden Eismassen bildeten einen 5—6 km breiten und 25 km langen Rücken vom Gletscher bis zum Meere, die Höhe der Eisstücke betrug 20—25 m. Der Gletscherlauf von 1899 war verhältnismäßig unbedeutend und bahnte sich einen Weg abwärts durch Súla und Núpsvötn. Der Gletscherlauf vom Jahre 1903 gehört zu den größeren. Das Flußbett der Skeidará hatte während des Frühjahrs und der letzten Hälfte des Winters trocken gelegen, wie es stets vor dem Eintreten eines Gletscherlaufs zu geschehen pflegt. Am 25. Mai brach auch, wie erwartet, ein gewaltiger Gletscherlauf hervor, infolgedessen die ganze Landstrecke ein Chaos von 20 m hohen Eisblöcken bildete, auf welche sich bei neuen »Läufen« 5—10 m dicke Eisstücke türmten, so daß die Sande von einem 25—30 m dicken Eisfeld bedeckt waren. Eine Wasser- und Eisflut nach der anderen stürzte mit furchtbarer Gewalt hervor, besonders in der Nacht vom 28. zum 29. Mai, als eine mächtige Rauchsäule vom Vatnajökull nordwestlich vom Grænafjall aufstieg. Aus den Gletscherspalten spritzte das Wasser in hohen Säulen hervor und auf den nördlichsten Gehöften in Öræfi erbebte der Erdboden dermaßen, daß die Fensterscheiben zersprangen und das Knallen bis zum Hornafjördur, 90 km weit gehört wurde. Der Ausbruch am Grænafjall währte den ganzen Sommer hindurch und hatte im September 1903 noch nicht aufgehört. Die Asche richtete doch keinen weiteren Schaden an, da dieselbe vom Winde über die Schneefelder des Vatnajökull geführt wurde.

Der höchste Berg in Island, der Öræfajökull ist 2119 m hoch und läuft von den Schneefeldern des Vatnajökull, die hier etwas niedriger sind, als ein ungeheuer großes Vorgebirge aus; nach N setzt sich der Vatnajökull in einem breiten, gewölbten Gletscherrücken fort, dessen Firnflächen nach dem Breidamerkurjökull und Skeidarárjökull zu abfallen. Auf dem obersten, langgestreckten Rücken des Öræfajökull befinden sich einige schneefreie Gipfel, von denen der Hvannadalshnúkur auf der Mitte des Jökulls gegen W der höchste ist. Gegen S erhebt sich Knappur, ein steiler, sargförmiger, bedeutend niedriger Gipfel (1851 m), vom Eise; nordwestlich von Knappur findet sich noch eine Spitze, Randikambur; diese beiden Gipfel bestehen größtenteils aus Liparit. Zwischen den aufrecht stehenden Spitzen ist nach Sveinn Pálsson eine breite Talfläche vorhanden, und derselbe hält diese Spitzen für die Ränder eines ungeheuren Kraters. Von den höchsten Kämmen des Öræfajökull erstrecken sich auf der östlichen Seite drei Felsenrücken abwärts nach dem Breidamerkurfjall, Airfjall und Kviskersmúli. Zum erstenmal wurde der Öræfajökull am 11. August 1794 bestiegen, als Sveinn Pálsson auf der Ostseite, vom Kvísker aus, den Knappur erstieg. Der Hvannadalahnúkur wurde erst am 19. Juli 1813 von Hans Frisak, später von F. W. Howell 1892 und Chr. Schierbeck 1899 bestiegen. Hauptsächlich ist der Öræfajökull aus Tuff und Breccie aufgebaut, jedoch spielt der Liparit im südöstlichen Teile des Berges eine wesentliche Rolle. Im südlichsten Teile befindet sich die Firngrenze ungefähr 1000—1100 m ü. M., an den Seiten geht sie tiefer, bis auf 900 m ü. M. hinab. Der auf dem Öræfajökull liegende Firn ist vielfach, namentlich um die emporragenden

Spitzen herum, von unzähligen Klüften zerspalten. Von den Firnflächen gehen acht große Gletscher nieder, drei nach O, drei nach W und zwei nach S, und diese erstrecken sich sämtlich durch die Klüfte und Vertiefungen der Randgebirge bis auf das Flachland hinab. Der nördlichste Gletscher des eigentlichen Öræfajökull, auf der westlichen Seite, ist der Svínafellsjökull, welcher nördlich vom Hvannadalshnúkur zwischen Svínafell und Hafrafell herabkommt, hat eine Länge von 9 km, 2 km Breite und Areal von ca 16 qkm, sein unterstes Ende liegt 98 m ü. M. Ein unterhalb dieses Gletschers befindlicher, großer Moränenhügel heißt Háalda; oberhalb desselben befand sich vor 30—40 Jahren eine mit Rasen bewachsene Fläche, Freysnes genannt, und nach alten Schriften lag an derselben Stelle im Altertum ein Gehöft desselben Namens, jetzt ist hier nichts als Schutt und Eis zu sehen. Vom Svínafellsjökull fließt die Svínafellsá mit großer Geschwindigkeit über Geröll und Felsblöcke zur Skeidará und wird wegen ihrer Wassermassen, der reißenden Strömung und der großen, glatten Rollsteine auf dem Boden des Flusses für einen sehr gefährlichen Strom angesehen. Otto Torell hielt sich im Sommer 1857 acht Tage am Svínafellsjökull auf und maß dessen Geschwindigkeit; derselbe bewegte sich im Laufe von sechs Tagen 2½ Elle vorwärts. Der nächste, auf der Westseite befindliche Gletscher ist der Virkisjökull (oder Falljökull) 5 km lang, 1—2 km breit, der bis zu 150 m ü. M. hinabgeht; derselbe erstreckt sich abwärts durch eine steile Kluft dicht nördlich vom Pfarrhof Sandfell, und von dem Gletscher ergießen sich drei reißende Ströme (Falljökulkvísl, Eystri-Virkisá und Vestri-Virkisá), die durch eine breite, fächerförmige, sehr grobkörnige Kiesstrecke zur Skeidará hinabfließen. Der letzte von den westlichen Gletschern, der Kotárjökull, 3 km lang, 1—2 km breit, streckt sich ungefähr bis zu 250 m ü. M. hinab. Derselbe geht durch steile Klüfte nördlich von Hof, zwischen diesem Gehöft und Sandfell nieder, und der auf dem Gletscher entspringende, reißende Strom Kotá strömt über eine breite Schuttkuppel, die sich fächerförmig unterhalb des Gletscherendes ausbreitet. Hier liegen Felsblöcke in Haufen und Rücken zusammengepackt und legen Zeugnis von gewaltigen, von diesem Gletscher herrührenden Gletscherläufen ab; einige der Schuttrücken werden noch »jöklar« genannt, wie Svartijökull, Grasjökull u. a. m., weil dieselben nach dem Gletschersturz mit Eis angefüllt waren, das aber jetzt schon längst geschmolzen ist.

Die beiden Gletscher, welche vom Öræfajökull nach S hinabgehen, Hólárjökull und Stígárjökull, erstrecken sich bis zu ca 90 m ü. M.; dieselben sind verhältnismäßig klein und schmal, gehen durch steile und tiefe Klüfte hinab und führen eine Menge liparitischen Bimsstein mit. S. Pálsson fand 1794, daß sich diese Gletscher im Laufe eines Jahres sehr verändert hatten. Auf der östlichen Seite des Öræfajökull zwischen Stadarfjall und Kvísker geht ein langgestreckter Gletscher nieder, Kvíárjökull genannt, 8½ km lang und 1½—2 km breit, dessen unterstes Ende von einer großen, 60—100 m hohen Moräne begrenzt wird, die jetzt schon seit langer Zeit vom Gletscher unberührt geblieben sein muß, denn an der auswendigen Seite ist dieselbe mit Rasen bedeckt. Am Ende der Moräne stürzen zwei kleine, aber sehr reißende Gletscherflüsse, Eystri-Kvía und Vestri-Kvía, hervor, von denen der östlichste für die Reisenden sehr gefährlich ist, indem er mit reißender Geschwindigkeit über große Rollsteinblöcke dahinbraust. An der südwestlichen Ecke des Gletschers ist in der Moräne eine Öffnung, aus welcher sich eine Schuttstrecke (Stóru steinar) fächerförmig nach dem Meere zu ausbreitet, große Felsblöcke, die wahrscheinlich durch einen gewaltigen Gletscherlauf hinabgeführt sind, liegen hier auf dem Geröll verstreut. Das Ende des Kvíárjökull befindet sich nur 1½ km vom Meere entfernt auf einer Höhe von ca 50 m ü. M. In Kvískersmúli geht eine schmale, kleine Gletscherzunge sehr steil durch eine Kluft nieder, die in der Entfernung genau einem Wasserfall gleicht. Nach einer kurzen Unterbrechung bei Kvísker (oder Tvísker) wird das Flachland wiederum von

Gletschern begrenzt, deren Enden eine Eiswand bilden, die mit dem Breidamerkurjökull zusammengeschmolzen ist. Zwei große Gletscher, die Hrútárjöklar, der östliche und westliche Hrútárjökull, gehen hier vom Öræfajökull zu beiden Seiten des kammartigen Airfjall nieder, der sich von einem Felsrücken erhebt, welcher bis zum Hvanndalshnúkur hinaufführt. Die beiden Gletscher, von denen der westlichste am schmalsten ist (1½ km), vereinigen sich unterhalb des Airfjall und erstrecken sich über die Sande bis zu 35 m ü. M. hinab. Der östliche Hrútárjökull hat eine Breite von 2½ km, beide vereinigt haben eine Breite von 5—6 km und ca 50 qkm Areal. Die Hrútárjöklar sind sehr uneben und auf der Oberfläche in unzählige Eisrücken zerklüftet. Im Jahre 1894 waren beide im Begriff vorzurücken und ihre Ränder gingen auf die Moränen hinaus. Hoch oben im Vatnajökull liegt der isolierte Berg Máfabyggdir, eine aus der Eisfläche hervorspringende Felswand ist gegen N von Gletschern bedeckt, aber gegen S frei von Eis. In einer Fortsetzung dieses Berges liegt der Breidamerkurfjall (700—900 m) unten am Tieflande, das eine bedeutende Ausdehnung und viele mit Rasen bewachsene Vertiefungen besitzt. Dieser Berg, welcher sich früher als ein Vorgebirge nach der Ebene zu erstreckte, ist jetzt vom Flachlande abgeschnitten, seitdem der östliche Hrútárjökull vorwärts geglitten ist und sich mit dem Breidamerkurjökull vereinigt hat. Wo sich jetzt der Gletscher befindet, lag früher unter den mit Buschwald bewachsenen Abhängen ein Gehöft, Fjall genannt, zu welchem im Altertum ausgedehnte Weiden gehört haben müssen, denn 1179 besaß die Kirche das Recht, auf dem zum Gehöft gehörigen Lande 160 Hammel weiden zu lassen. Noch um das Jahr 1700 gab es so gutes Weideland im Breidamerkurfjall, obwohl er schon damals von Gletschern eingeschlossen war, daß verirrte Schafe dort Zuflucht suchten und ein Jahr nach dem anderen hierselbst überwinterten. Damals war das Gehöft Fjall schon längst zerstört, aber noch 1695 waren am Rande des Gletschers einige Überreste der Gebäude und der zum Gehöft gehörigen Felder zu sehen. Vom Ende der großen Mittelmoränen zwischen dem östlichen Hrútárjökull und Breidamerkurjökull entspringen zwei Flüsse Fjallsá und Deildá, welche gewöhnlich getrennt sind, aber sich 1894 zu einem Strome mit mehreren Armen und Verzweigungen vereinigt hatten. In dem westlichen Hrútárjökull entspringt der Fluß Hrútá mit einer mittelgroßen Wassermasse; nach Sveinn Pálsson soll derselbe der wasserreichste Fluß nächst der Jökulsá in dieser Gegend gewesen sein, während er jetzt zu den kleineren Flüssen gehört; z. B. war die Wassermenge der Breidá 1894 wenigstens 2—3 mal so groß. Die vom Öræfajökull niedergehenden Gletscher führen weit weniger Schutt mit sich, weshalb sie in der Entfernung viel heller aussehen als die Gletscher des eigentlichen Vatnajökull; wahrscheinlich weil die ersteren von einem kleineren Firngebiet stammen.

Aus historischer Zeit sind vier Ausbrüche des Öræfajökull bekannt, die in den Jahren 1341, 1362, 1598 und 1727 stattfanden. Die Jahreszahl des großen Ausbruchs in der Mitte des 14. Jahrhunderts kann nicht mit Sicherheit angegeben werden, jedoch spricht vieles dafür, daß die Katastrophe im Jahre 1362 eintraf; einige Annalen geben das Jahr 1349 oder 1350 an. Nach den älteren Berichten und meinen eigenen Untersuchungen scheint es keinem Zweifel zu unterliegen, daß die Eruption im vordersten Teile des Öræfajökull, wahrscheinlich dicht nördlich von Knappur stattfand; die Eisdecke ist infolge der Wärme geschmolzen, so daß die Gletscher auf beiden Seiten vorrückten, begleitet von gewaltigen Wasserstürzen, die Eisstücke, Felsen und Schutt mit sich führten. Wie bereits mitgeteilt, wurden bei diesem Ausbruch durch den Gletschersturz 40 Gehöfte zerstört. Der Kvíárjökull lief in das Meer hinaus und gleichzeitig schmolzen die drei großen Gletscher auf der Westseite (Kotárjökull, Virkisjökull und Svínafellsjökull), so daß mächtige Wasserfluten mit schwimmenden Eisbergen das Tiefland überschwemmten, alle Gehöfte fortfegten und alles Leben vernichteten. Über die Eruptionen von den Jahren

1341 und 1598 sind nur unvollständige Berichte vorhanden, dahingegen hat man recht ausführliche Beschreibungen von dem Ausbruch im Jahre 1727. Derselbe begann am 3. August 1727 und setzte sich bis zum 25. Mai 1728 fort. Der Kotárjökull und Virkisjökull schmolzen und das Tiefland wurde von Wasser und Eisbergen überschwemmt, wozu sich Massen von Asche und Skorien gesellten, so daß die Ansiedlung Öræfi mehrere Jahre hindurch nicht zu bewohnen war. Als Eggert Olafsson 1765 durch Öræfi reiste, waren die Eishaufen bei Kotá noch nicht geschmolzen und das Flachland war hier auf einer 4 km breiten und 15 km langen Strecke mit Eisstücken, Felsen, Skorien und Asche bedeckt. Als Sveinn Pálsson 1794 diese Gegenden besuchte, war das Eis geschmolzen und nackte Schutthaufen, aus denen einzelne Büschel Elymus arenarius hervorguckten, bedeckten die Strecke.

Zwischen Skeidarárjökull und Öræfajökull gehen zwei große Gletscher von den Firnflächen des Vatnajökull nieder. Der östliche von diesen Gletschern, Skaptafellsjökull erstreckt sich abwärts zwischen Skaptafell und Hafrafell bis zu ca 100 m ü. M. und vereinigt sich unterhalb Hafrafell mit dem Svínafellsjökull. Skaptafellsjökull ist 14 km lang, 2½—4 km breit und hat ein Areal von ca 40 qkm. Im Skaptafellsjökull entspringt die Skaptafellsá, eine der wasserreichsten Ströme in Öræfi, und in der südlichen Ecke des Gletschers entspringen die Flüßchen Neskvíslar. Zwischen dem Skaptafellsjökull und Skeidarárjökull erstreckt sich ein Gebirgsarm von den Grundgebirgen des Vatnajökull nach den Sanden zu. Durch eine Vertiefung in diesen Gebirgen geht der Morsárjökull zwischen Kristinartindar und Midfellstindar bis zu 160 m ü. M. nieder. Der Gletscher ist 6 km lang, 1—2 km breit und wird durch die Vereinigung dreier Gletscherarme gebildet, die an den steilen Gebirgsabhängen zwischen den dunklen Felsen großen Wasserfällen ähnlich sehen. Der Fluß Morsá, ein kurzer aber sehr wasserreicher Strom, entspringt von diesem Gletscher und ergießt sich an der Ecke des Jökulfell in die Skeidará.

Einer der größten und merkwürdigsten Gletscher dieser Gegenden ist der Breidamerkurjökull, welcher mit einem Areal von 200—300 qkm zum Teil wie ein 100—200 m dickes Eisschild unten auf dem flachen Lande liegt; derselbe ist über 20 km lang und zwischen Fell und Breidamerkurfjall ca 16 km breit, der Hauptstrom besitzt aber, wo er vom Vatnajökull herabkommt und sich zwischen Máfabyggdir (1450 m) und Esjufjöll (1300 m) hindurch zwängt, nur 6 km Breite; der gebogene Rand ist ungefähr 20 km lang. Das Gletscherende befand sich 1894 nur 9 m ü. M., aber nach Helland 1881 20 m ü. M.; der Gletscher hat sich jedoch in den letzten Jahren etwas zurückgezogen. Der Breidamerkurjökull ist seiner großen Veränderlichkeit wegen bekannt und hat in historischer Zeit größere Beweglichkeit gezeigt und ist tiefer vorgerückt als irgend ein isländischer Gletscher. Die Gletscher, welche an anderen Stellen vom Vatnajökull niedergehen, scheinen in der Hauptsache stationär zu sein, oder sie bewegen sich innerhalb enger Grenzen hin und her, wohingegen die Gletscher bei Breidamerkursandur und teilweise auch in Öræfi seit dem Altertum wesentlich zugenommen haben, wie es scheint, am meisten nach den großen Ausbrüchen im 14. Jahrhundert. Nähert man sich dem Gletscher von O her, so nimmt man von dem nächst gelegenen Gehöft, Reynivellir, aus wahr, daß der Breidamerkurjökull sich von der steilen Felsspitze Fellsfjall (800 m) aus wie ein gewaltiges, graulichweißes Schild erstreckt, über welches in der Ferne der Öræfajökull seinen riesigen, gezackten Kamm erhebt. Zwischen dem Rande des Gletschers und Reynivellir zieht sich eine nackte Lehm- und Sandfläche bis zum Meere hinab; die dunkelgraue Ebene sieht wie marmoriert aus, indem gelbliche Gletscherbäche weit und breit die Sande wie Adern durchziehen. Die östliche Ecke des Breidamerkurjökull stößt unmittelbar an den Fellsfjall in 150 m Höhe ü. M., und auf der Grenze zwischen diesem und dem Gletscher bricht der

Fluß Vedurá aus einem schwärzlichen Gletscher hervor. Ein wenig nördlicher zieht sich der Gletscher etwas zurück, wo längs des Fellsfjall ein Tal gebildet wird, Vedurárdalur genannt; dasselbe wird von einem höher gelegenen Tale fortgesetzt, das von zwei Gletschern vollständig gesperrt ist, von denen der westliche ein Arm des Breidamerkurjökull ist, während der östliche vom eigentlichen Vatnajökull im W von Thverártindsegg herabkommt und sich quer über den Fellsfjall erstreckt; auf den Boden dieses Tales geht ein dritter Gletscher nieder, der, wie es heißt, erst vor kurzem entstanden ist; zwischen diesem und dem Esjufjöll ist der Abstand gering. Zwischen Esjufjöll und Máfabyggdir befindet sich eine breite Vertiefung, durch welche der Hauptstrom des Breidamerkurjökull ins Tiefland hinabreicht. Die kahlen Strecken unterhalb Fellsfjall sind im 19. Jahrhundert großen Veränderungen unterworfen gewesen; von alters her lag hier bis zum Jahre 1869 ein großes Gehöft, Fell, mit ausgedehnten Wiesen und Weiden, welche die Gletscherflüsse völlig zerstört haben. In der Mitte des 18. Jahrhunderts galt Fell für den besten Landbesitz in Sudursveit, zum Gutsgehöft gehörten drei kleinere Gehöfte, die ebenfalls vor langer Zeit vom Gletscher zerstört wurden. Bis 1869 befand sich hier eine große alte Moräne, welche das Gehöft und die nächsten Felder beschützte und welche die Vedurá niemals zu durchbrechen vermochte. Im Frühjahr 1869 war der Breidamerkurjökull sehr unruhig und im Juni und Juli rückte die östlichste Spitze der Gletscher fast bis zur Küste vor, der Gletscherrand schob seine Moränen vor sich her, daß sich dieselben wie Lawinen vorwärts wälzten; dann lief der Gletscher auch auf die alten Moränen, welche Fell beschützten und die Flüsse Jökulsá und Vedurá brachen anfangs Juli durch eine Vertiefung nördlich von Fell zur Ebene hinab und überschwemmten in kurzer Zeit alles Weideland mit Schlamm und Schutt; anfänglich blieb das eigentliche Gehöft auf einer Insel inmitten der Fluten unbeschädigt, aber bald ging das Wasser auch über die Insel und bedeckte ebenfalls die Gebäude und die dazu gehörigen Felder mit Schutt; das Wasser drang unter das Erdreich, hob dasselbe in die Höhe, schälte es ab und führte es in Bündeln zusammengerollt fort, worauf alles ins Meer hinausgespült wurde; einige kleine Ruinen der Gebäude sind an der Vedurá noch zu sehen. In der östlichen Ecke des Breidamerkurjökull entspringen die Flüsse Eystri-Stemma und Vestri-Stemma sowie das Flüßchen Brennhólakvísl, das sich mit der Fellsá und Vedurá vereinigt; wo der Brennhólakvísl entspringt, war 1894 im Gletscher eine Erhöhung mit einer Menge Sprünge sichtbar. An dieser Stelle liegt unter dem Eise ein Felsknoten (Brennhólar), der bei dem Vorwärtsschreiten des Gletschers 1794 von demselben bedeckt wurde. Hier lag früher ein kleines Gehöft, das aber schon längst vom Gletscher zerstört ist. Am Schlusse des 18. Jahrhunderts existierte hier kein anderer Fluß als die Vedurá, die anderen haben sich seitdem gebildet. Zwischen Eystri-Stemma und Vestri-Stemma liegt der Gletscher dem Meere am nächsten; hier wird der Gletscherrand von einer Reihe von Moränen begrenzt, Fellshólar genannt, und zwischen diesen und den Schutthügeln befanden sich 1894 mehrere aufgestaute Gewässer mit milchweißem Gletscherwasser. Der kürzeste Abstand von den Moränen bis zum Strandwall betrug hier nur 213 m und weiter bis zur äußersten Gletscherspitze 43 m, demnach lag das Gletscherende am 31. Juli 1894 nur 256 m vom Meere entfernt, und der niedrigste Rand des Gletschers infolge eines von mir ausgeführten Nivellements nur 9 m ü. M. Später soll der Gletscherrand sich 2—300 m zurückgezogen haben. Ungefähr 2 km von Vestri-Stemma ergießt sich die berüchtigte Jökulsá á Breidamerkursandi ins Meer; der Lauf dieses Flusses ist sehr veränderlich, bald verteilt sich die Wassermasse über ein großes Areal, bald höhlt der Fluß, wie 1894, eine tiefe Rinne im Schutt aus und wird dann unpassierbar, so daß die Reisenden einen Umweg über den Gletscherrand selbst oberhalb des Flusses machen müssen, was wegen der vielen Spalten im Eise sehr beschwerlich sein kann. Im Jahre 1894 hatte das Flußbett

eine Breite von ca 1 km und war von steilen Schutterrassen begrenzt, jedoch war der Fluß in der Nähe seines Ausflusses aus dem Gletscher nur 150 m breit und füllte nicht das Flußbett aus, sondern hatte sich eine tiefe Rinne unter dem westlichen Ufer gegraben und stürzte sich brausend auf dem kürzesten Wege ins Meer hinab; damals betrug die Länge des Flusses nicht über 1½ km. Die bräunlichgelbe Wassermasse sprudelt schäumend aus einem niedrigen Gletschertor hervor wie eine riesige, brodelnde Quelle, in welcher sich große schwarze Eisstücke umhertummeln, bis dieselben vom Strome ergriffen und ins Meer hinausgeführt werden. Das Wasser hatte eine Temperatur von 1° C. Das Gletscherende ist ganz schwarz von Lehm und Schutt und seine Oberfläche ist sehr uneben, in Kämme und Spitzen zerteilt. Ungefähr 2 km von der Jökulsá entfernt trafen wir auf ein anderes, ebenso großes Flußbett, das jetzt trocken lag, in welchem der Fluß 1892 strömte. In dem älteren Bette befanden sich viele Löcher und Gruben, die von geschmolzenen Eisstücken herrührten, die hier im Schutt sitzen geblieben waren. Die Sande unterhalb der Gletscherkante bestehen aus grobem Schutt und Rollsteinen von der Größe einer geballten Faust, unter denen sich zahlreiche Gabbrorollsteine befanden, welche von irgend einer unter dem Eise des Vatnajökull verborgenen Gabbromasse stammen. Der Breidamerkurjökull besteht eigentlich aus drei Gletschern. Der Hauptstrom geht, wie bereits früher erwähnt, zwischen Esjufjöll und Máfabyggdir nieder, aber nimmt von beiden Seiten Nebenströme auf, indem ein Eisstrom östlich von Esjufjöll und ein anderer westlich von Máfabyggdir sich mit dem Hauptstrom vereinigen. Zwischen dem mittelsten und dem westlichen Eisstrom zieht sich eine Moräne aufwärts nach Máfabyggdir zu; unterhalb dieser Moräne befindet sich im Gletscher eine Bucht, in welcher die Breiduvötn entspringen. Dahingegen scheint die Jökulsá an eine andere Mittelmoräne geknüpft zu sein, welche sich zum Esjufjöll hinauf erstreckt; demnach entspringen die größeren Flüsse auf den Grenzen zwischen den zusammengeschmolzenen Gletschern. In den letzten Jahrhunderten ist der Breidamerkurjökull bedeutend vorwärts gerückt; Eggert Olafsson berichtet 1754, daß das vorderste Ende des Gletschers 7 km vom Meere entfernt liegt, und sicherlich hat damals der Gletscher bereits eine gute Strecke seit dem Altertum zurückgelegt. Nach Sveinn Pálsson betrug der Abstand zwischen dem Gletscherende und dem Meere im Jahre 1794 ca 2 km, 1894 nur 256 m. Seit 1794 hat die Breidamerkursandur sich bedeutend verändert, damals lag westlich von der Breidá ausgedehntes Weideland, wo jetzt nur eine nackte Sandfläche vorhanden ist, wohingegen sich gegenwärtig in der Mitte der Sande, den sog. Nýgrædur, ein ansehnlicher Graswuchs findet, wo damals (1794) absolut kein Pflanzenwuchs existierte. Als E. Henderson 1814 diesen Gletscher besuchte, war derselbe im Begriff, vorzurücken; bei Hendersons Ankunft waren die Spuren einer Karawane, welche acht Tage vorher die Sande passiert hatten, vom Gletscher überschritten worden. Im Jahre 1852 war Breidamerkurjökull sehr unruhig, jedoch 1869 in viel höherem Grade, als Fell zerstört wurde. In der Gletscherbucht, wo jetzt die Breidá entspringt, lag früher ein Gehöft mit gleichem Namen, dessen Land jetzt unter dem Eise begraben ist; auf dem Gehöft befand sich im 14. Jahrhundert eine Kirche, deren Matrikel vom Jahre 1343 noch erhalten ist. Später wurde das Gehöft wieder unter dem Namen Breidamörk aufgebaut, und war noch 1650 bewohnt, wurde aber etwas später vom Gletscher völlig zerstört, etwas Weideland, das von den zum Gehöft gehörigen Ländereien übrig geblieben war, diente noch 1709 dem Vieh zur Weide, ist aber jetzt schon längst verschwunden, die Breidá hat die ganze Ebene in eine Wüste verwandelt, die von reißenden Flußarmen durchzogen ist.

Östlich vom Breidamerkurjökull beschützen steile Basaltgebirge die Ansiedlung, aber kleinere Gletscherarme des Vatnajökull treten doch in jedem Tale hervor. Der Fluß Fellsá bei Reynivellir entspringt in einem kleinen Gletscher, **Fellsjökull** (2½ km lang und 700

bis 800 m breit) der sich östlich vom Fellsfjall mit steilen Eisfelsen auf den Bergrand erstreckt und einen schmalen und steilen Gletscherarm in das Tal hinabsendet bis zu 450 m Höhe ü. M. So viel man weiß, hatte sich dieser Gletscher in den letzten 30 Jahren gar nicht verändert. Der Gletscherfluß Steinavötn entspringt in einem sehr schmalen Gletscher, dem Steinajökull, der sehr steil zum Boden des Kálfafellsdalur niedergeht, woselbst sein unterstes Ende sich wie ein länglicher Eisklecks im Talboden 200 m ü. M. ausbreitet. Der Fluß Stadará entspringt im Brókarjökull, der sich auf die Berge nördlich von Stadardalur erstreckt und von dem sich ein Arm im Gebirgsabhang zum Tale hinabzieht. Ein zweiter Gletscherarm, Hálsajökull, findet sich östlich vom Kálfafell. Östlich von Hestgerdismúli erhalten die Eismassen des Vatnajökull wiederum leichteren Zutritt zum Flachlande, so daß große Gletscher durch jedes Tal auf die Sande hinabgehen. Hier scheint der Vatnajökull keine oder wenige Nunatakken zu haben und die gleichmäßig wellenförmigen Firnflächen sind nur wenig höher als die Randgebirge, deren einzelne Gipfel eine Höhe von 1100—1300 m ü. M. erreichen. Die Gletscherreihe, welche zwischen Hestgerdismúli und Hornafjördur hinabgeht, wird mit dem gemeinsamen Namen Mýrajöklar bezeichnet, und ihr Rand liegt in 30—100 m Höhe ü. M. Die westlichsten Gletscher dieser Reihe, die beiden Heinabergsjöklar, werden vom Hafrafell in einen westlichen und östlichen Gletscher geteilt, die sich jedoch auf dem Flachlande unterhalb dieses Gebirges wieder vereinigen. Der westliche, 2—3½ km breite Heinabergsjökull erstreckt sich nach W bis Skálafellshnúta, während der östliche Gletscher (2½—3 km breit) gegen O vom Heinabergsfjöll begrenzt wird, dessen Fortsetzung nach N Ófœruhöfdi genannt wird. Westlich vom Bergrücken Heinabergsfjöll befindet sich ein Tal, das durch einen niedrigeren Höhenzug von dem östlichen Heinabergsjökull getrennt wird, dieser Gletscher erstreckt sich unterhalb der Mündung des Tales hinüber nach dem Heinabergsfjöll, wodurch häufig im Tale Wasser aufgestaut wird und ein See sich bildet, der Gletscherläufe in der Holmsá verursacht, sobald er den Eisdamm durchbricht; mehrere Löcher und schalenförmige Vertiefungen in den Sanden in der Nähe dieses Flusses rühren vom Schmelzen der Eisstücke nach Gletscherläufen her. Aus dem östlichsten dieser Gletscher strömen die Heinabergsvötn, sehr veränderliche Flüsse, die bisweilen ihren eigenen Lauf verfolgen, aber meistens sich mit Holmsá oder Kolgrima oder auch mit beiden Flüssen vereinigen. Der Rand dieser Gletscher ist von großen Moränen begrenzt und unterhalb befindet sich eine zusammenhängende Sand- und Kieswüste, die sich längs der unteren Flußläufe, durch das Weideland der Ansiedlung, bis zur Küste hinab verzweigt. Im westlichen Heinabergsjökull entspringt der wasserreiche Fluß Kolgrima, welcher sich in die Lagune Hestgerdislón ergießt. Zwischen dem Heinabergsfjöll und Fláfjall geht ein großer Gletscher nieder, Fláajökull, der sich schildförmig auf der Ebene ausbreitet. Im Jahre 1894 war der 8—9 km lange Rand dieses Gletschers voll von großen Spalten und die dazwischen liegenden Eiskämme und Rücken waren ganz mit Schlamm und Schutt bedeckt; der Gletscher hat eine Länge von ca 13 km und 4 km Breite. In der östlichen Ecke des Fláajökull entspringt die Djúpá, und ihr folgen der Reihe nach mehrere Gletscherbäche (Hleypilœkur, Holtalœkur u. a. m.), aber das meiste Wasser führt die reißende Holmsá (mit den Verzweigungen Landvatn) von der westlichen Ecke des Gletschers hinab. Oberhalb des Ausflusses der Holmsá ist im Gletscher eine Vertiefung von W nach O, woselbst wahrscheinlich die Rinne des Flusses unter dem Eise zusammengesunken ist. Im Sommer 1894 war der Gletscher im Vorrücken begriffen; in den Jahren 1882—94 ist derselbe dreimal vorgerückt und hat sich dreimal wieder zurückgezogen. Westlich vom Haukafell und östlich vom Fláfjall geht ein kleiner Gletscher in das Kolgrafartal nieder, von diesem strömt ein Fluß zur Djúpá hinab.

Drei bedeutende Gletscher gehen nach den Tälern des Hornafjördur nieder; hinter den Tälern ist der Vatnajökull verhältnismäßig niedrig, steigt aber westlich vom Vidbordsfjall an. Zwischen den beiden Strombetten der Hornafjord-Flüsse liegt ein isolierter, teilweise mit Rasen bewachsener Berg, Svínafell genannt. Zu diesem Berge läuft ein breiter Gletscherstrom vom Vatnajökull hinab und wird vom Svínafell in zwei Arme geteilt, dem Hoffellsjökull nach O, in welchem die östlichen Flußarme entspringen, und dem Svínafellsjökull gegen W, von dem die westlichen Flußarme ausgehen. Ein eisfreier Höhenzug (Gœsaheidi) trennt den Svínafellsjökull von einem dritten Gletscher, dem Vidbordsjökull, der sich am Vidbordsfjall entlang in dasselbe Tal hinabzieht; von diesem Gletscher läuft ein Gletscherflüßchen zu den westlichen Hornafjardarfljót hinunter. Die Hoffellsá entspringt in einem anderen östlicheren Gletscher, der zum Boden des Hoffellsdalur niedergeht; vor 1640 konnte man noch vom Boden dieses Tales zum Hochlande hinauf und über dieses hinweg zum Fljótsdalshjerad reiten, aber seitdem ist dieser Weg durch mehrere vorgerückte Gletscher versperrt, so daß man denselben nicht mehr benutzen kann.

Zwischen Hornafjördur und Lón zieht sich der Vatnajökull weiter von der Küste zurück und endigt gegen O in einer großartigen und wilden, fast noch unbekannten Alpenlandschaft mit zerrissenem Bergrücken, Gipfeln und Klüften, wo sich mannigfache Gletscherarme finden, über welche bisher jede Auskunft fehlt. Zwischen Hoffellsdalur und Skyndidalur erstreckt sich eine hohe Gebirgskette, deren Kämme immer mit Schnee bedeckt sind, ein sargförmiger Berg auf diesem Rücken heißt Godaborg. Auf den Boden des Skyndidalur strecken sich zwei Gletscher hinab, wo die Skyndidalsá entspringt. Oben auf der steilen Saudhamarstindur befindet sich eine mit Firnschnee angefüllte Vertiefung, von welcher einige kleine Gletscherzungen niedergehen. Die Firngrenze liegt hier ungefähr in einer Höhe von 950 m ü. M. Nördlich von der Saudhamarstindur streckt sich ein Gletscher vom Vatnajökull im Lambatungur hinab, wo die Lambatungnaá entspringt und zur Jökulsá fließt; etwas nördlicher zieht sich ein großer Gletscher, Axarfellsjökull, gerade gegenüber von Tröllakrókur zur tiefen Kluft der Jökulsá hinab, desgleichen ein anderer schmalerer Gletscher, der Sudurfjallsjökull, ferner geht ein vierter Gletscher zum Vesturdalur, südlich vom Geldingafell nieder, wo die Jökulsá i Lóni entspringt.

Nördlich vom Geldingafell biegt der Rand des Vatnajökull nach W um, und auf der ganzen Nordseite gehen gewaltige Gletscherströme, ohne auf größere Hindernisse zu stoßen, auf das flache Hochland nieder. Zwischen Geldingafell und Thjófahnúkar streckt sich ein großer Gletscher auf das Flachland hinab, der Eyjabakkajökull, mit einem Areal von ca 25 qkm und 5 km Länge. Der Gletscherrand befindet sich in einer Höhe von 672 m ü. M. und zieht sich auf eine wagerechte, teilweise mit Rasen bewachsene Ebene hinab. Die Jökulsá im Fljótstal entspringt in diesem Gletscher, aus dessen Rand ein kleines Basaltgebirge, Eyjafell, hervorguckt; dasselbe bildet die Wasserscheide zwischen den beiden Gruppen von Gletscherbächen, die dem Gletscherrand entströmen. Die Jökulsá breitet sich in unzähligen Armen über die Ebene aus, so daß aus dem Flachlande fast ein Sumpf wird; die Unterlage besteht überall aus Gletscherton, welcher an den meisten Stellen dermaßen von Wasser durchdrungen ist, daß derselbe einen undurchdringlichen Morast bildet. Die ganze Oberfläche ist mit einem üppigen Graswuchs bedeckt, aber es ist öfters vorgekommen, daß das Vieh, welches sich hier hinauswagte, im Sumpfe verschwand. Die ganze Fläche heißt Eyjabakkar, wonach der Gletscher seinen Namen erhalten hat. Im südlichsten Winkel am Gletscherrande entspringen die Hauptarme der Jökulsá; zuweilen werden einige von den Flußarmen aufgedämmt, so daß große Seen entstehen. In den Gletschern zu beiden Seiten der Bergreihe des Snæfell machte sich im Winter 1889/90 eine ungewöhnliche Bewegung bemerkbar, und noch heute sind am Gletscherrande deutlich die Zeichen von dem starken

Vorrücken des Eyjabakkajökull zu sehen. Der Gletscher wird von einer Reihe Moränen, spitzen Hügeln und Schuttrücken begrenzt, welche meistens 7—10 m hoch sind und zum Teil die Höhe von 20—25 m erreichen; außerhalb dieser liegen wiederum niedrigere Schuttrücken. Die Moränen bestehen hauptsächlich aus Schlamm und Geschiebe und sind inwendig mit Eis angefüllt, größere erratische Steinblöcke kommen seltener vor. Als der Gletscher 1889/90 vorrückte, zerquetschte er mit seiner gewaltigen Masse den Rasen, welcher die Ebene unterhalb bedeckte, so daß derselbe losgerissen, zusammengewickelt und mit den Moränen vermengt wurde. Die Schotterwälle sind voll von dicken Rasenstücken, die noch jetzt an der Außenseite mit Gras bewachsen sind, obwohl nur dünne Geschiebelagen dieselben von dem darunter liegenden Eise trennen. Außerhalb der Moränen ist das Erdreich durch den Druck in langen konzentrischen Wellen gehoben und, dem Gletscher zunächst, wie riesige Eierkuchen, mit Schutt und Schlamm gefüllt, aufgerollt worden; diese Wellen nehmen an Höhe ab und an Breite zu, je nachdem sie sich vom Gletscher entfernen; allmählich verschwinden dieselben ganz von der Ebene. Die Nähe des Gletschers scheint den Graswuchs in keiner Weise zu genieren, die Pflanzen sind hier ebenso gut entwickelt, wie weiter unten auf der sumpfigen Ebene; dicht am Rande des Gletschers, ja selbst in den Abhängen der Moränen, wo die Unterlage aus Eis besteht, watet man bis an die Knie in hohem, saftigem Grase. Durch die Moränen haben sich viele schlammige Gletscherbäche tiefe, verzweigte Flußbetten gegraben, die sehr schwierig zu passieren sind. Der Gletscher hat große Moränenmassen auf den Gebirgsknoten Eyjafell vorgeschoben. Der westliche Teil des Eyjabakkajökull schien im August 1894 im Begriff zu sein, vorwärts zu schreiten; die Moränen waren hier unter dem Gletscher verschwunden, und die Bewegung gab sich deutlich durch unausgesetztes Poltern und donnerähnliches Knallen zu erkennen, wenn sich große Stücke ablösten und krachend von den Eisfelsen niederstürzten. In den Tagen vom 18.—20. August lag mein Zeltplatz 3 km vom Rande des Gletschers entfernt, und Tag und Nacht konnten wir ungefähr jede Viertelstunde den Kanonendonner vom Gletscher hören, der von dem Brausen unzähliger Bäche und Wasserfälle begleitet wurde, die überall aus Klüften und Rissen im Gletscher hervorstürzten. Der Eyjabakkajökull geht vom Vatnajökull durch eine Vertiefung nieder, welche sich zwischen einem niedrigen Höhenrücken, einer Fortsetzung des Thjófahnúkar und einem anderen höheren, der sich vom Geldingafell mit mehreren eisgedeckten Knoten und Rücken aufwärts erstreckt, befindet. Zwischen dem Geldingafell und dem Eyjabakkajökull ist ebenfalls ein kleiner abgesonderter Gletscher vorhanden, in welchem der Bergkvísl entspringt.

Auf der westlichen Seite des Thjófahnúkar, zwischen diesen und den Kverkfjöll geht der Brúarjökull mit einem gewaltigen Bogen nieder, dessen vorderster Rand ungefähr 600 m ü. M. liegt. Die äußerste Spitze des Gletschers reicht jetzt bedeutend weiter hinunter, als auf der Karte angegeben ist. Der Brúarjökull hat eine ungeheure Ausdehnung und bedeckt ungefähr ein Areal von 500 km, derselbe ist verhältnismäßig niedrig und flach, mit geringer Neigung; sein vorderster Teil ist mit Schutt und Felsblöcken bedeckt, obwohl keine Gebirge aus den Firnflächen des obersten Gebiets hervorragen; wahrscheinlich kommt größtenteils das Geschiebe von unten herauf und rührt von der Unterlage des Gletschers her. Verhältnismäßig sind hier wenige Sprünge vorhanden, obgleich sich solche nach der heftigen Bewegung im Gletscher während des Winters 1889/90 erwarten ließen. Seit der Zeit sind die kolossalen Spalten wieder verschwunden, und der ganze Gletscher scheint von einem einigermaßen gleichmäßigen Guß zu sein. Das unterhalb des Brúarjökull befindliche Hochland ist sehr flach und mit losen Massen, die meistens aus Geröll und Sand bestehen, bedeckt; auf den Landzungen zwischen den Nebenflüssen der Jökulsá á Brú finden sich hier und da recht gute Sommerweiden für Schafe. Gebirge und Höhenzüge

kommen erst im äußersten NW, auf der anderen Seite des Jökuldalur vor. Im Brúarjökull entspringen mehrere Gletscherflüsse; 5—6 km östlich von Thjófahnúkar entspringt die wasserreiche Jökulsá á Brú, welche kurz darauf den Jökulkvísl aufnimmt, der in einem kleinen See im Gletscherwinkel südlich von Litla Snæfell entspringt. Nach vielen Krümmungen über die Hochebenen setzt der Jökulkvísl wieder seinen Lauf nach dem Rande des Brúarjökull fort und vereinigt sich hier mit der Jökulsá, die auf ihrem Wege vom Hochlande abwärts die Flüsse Kringilsá und Saudá aufnimmt, die beide im äußersten Teile des Brúarjökull entspringen. Aus der westlichen Seite des Gletschers fließen Kverká und Kreppa, die ihren gemeinsamen Lauf durch das Hochland bergab eine lange Strecke fortsetzen und sich in die Jökulsá in Axarfirdi, gerade gegenüber von Herdubreid ergießen. Im Jahre 1884 hatte ich vom Kverkhnúkar einen recht guten Überblick über den westlichen Teil des Brúarjökull und 1894 von Litla Snæfell über den östlichen Teil, dahingegen verhinderte mich die Witterung den mittelsten, und vordersten Teil des Gletschers zu untersuchen. Fr. W. Howell besuchte 1895 diesen Teil des Gletschers und gelangte bei der Quelle der Kverká zum Rande desselben[1]). Im Jahre 1901 besuchte Daniel Bruun die Quelle der Jökulsá und unternahm von dort einen kurzen Ausflug auf den eigentlichen Gletscher[2]).

In den Jahren 1860—80 war der Brúarjökull im Schwinden begriffen und hatte sich von seinen Moränen zurückgezogen; mit Schutt bedeckte Teile des Gletschers waren schon längst auf Kringilsárrani zurückgeblieben, so daß dieselben mit Erdreich und Gras bedeckt eine Art »tote Gletscher« bildeten. Im Jahre 1890 fand in diesem Gletscher eine ungewöhnliche Bewegung statt. Im Winter 1889/90 bemerkte man auf dem Ostlande, daß im Vatnajökull etwas im Anzug sein müsse, denn die Gletscherflüsse führten eine außergewöhnliche Menge Gletscherton herab, daß mehrere zur Hälfte mit Schlamm angefüllt waren. Um Neujahr 1890 wurden auf dem Vatnajökull innerhalb Snæfell Feuersäulen beobachtet und bald darauf nahm man unterirdische Stöße, von Donnern und Krachen begleitet, wahr. Am 27. Juli 1890 begann die Jökulsá plötzlich anzuwachsen, was mehrere Tage währte und gleichzeitig führte der Fluß große Eisstücke herab. Ende Juli bemerkten zwei Bauern, die auf dem Hochlande Renntiere jagten, daß der Brúarjökull auf das Hochland geglitten war, so daß der Rand des Gletschers 10 km weiter hinab reichte als vordem. Der Kreisarzt Th. Kjerulf reiste etwas später nach dem Hochlande[3]), wo er von den Hvannstódsfjöll auf Brúaröræfi eine gute Aussicht auf den Brúarjökull hatte. Dieser Gletscher war zerrissen und über 20 km weiter südlich geschoben worden, und am ganzen Rande entlang zeigten sich die Merkmale gewaltsamer Störungen; das Gletschereis war in unzählige, keilförmige, über 190 m hohe Stücke zerspalten und an mehreren Stellen war der darunterliegende Felsen in den Spalten sichtbar. Auf Kringilsárrani hatte der Gletscher bei seinem Vorrücken große alte, mit Rasen bewachsene Moränen, von einem Gletscherlauf vom Jahre 1810 herrührend, fortgefegt. Im Jahre 1625 war dieser Gletscher ebenfalls in Bewegung, und die Jökulsá á Brú lief 13 m hoch über ihre Ufer[4]). Als Sveinn Pálsson im Jahre 1794 die Gegenden um den Snæfell besuchte, war der Brúarjökull in rückwärtigr Bewegung begriffen, und der Gletscherrand hatte sich 565 m von den Moränen entfernt, wohingegen der Gletscher 60 Jahre früher weiter vorgerückt und bedeutend dicker war. Nach S. Pálsson entsprang damals die Kverká aus einem mit Eisstücken bedeckten Binnensee am Gletscherrande. Der Kreisarzt Th. Kjerulf bemerkte

---

[1]) Report of British Association 1896, S. 859.
[2]) Geogr. Tidskr. XVI, S. 166—71.
[3]) Isafold 1890, S. 321.
[4]) Eggert Olafsson: Reise gjennem Island, S. 792. O. Olavii: Oekonomiske Reise i Island, S. 443.

im Jahre 1890 südwestlich vom Snæfell im Gletscher eine gewaltige Spalte von O nach W, die der Gletscher wahrscheinlich bei der ungewöhnlichen Bewegung über eine hervorspringende Gebirgskante erhalten hatte; auch hatten sich die Gletscherflüsse infolge dieser Bewegungen sehr verändert.

Am Nordrande des Vatnajökull entlang, auf der Grenze zwischen dem Gletscher und der großen Lavawüste Odádahraun reiste ich im Sommer 1884 vom Vonarskard bis Kreppa. Bei Gœsavötn auf der nördlichen Seite vom Vonarskard und am Dyngjuháls liegt der Gletscherrand 1200 m ü. M., aber zieht sich bei Vonarskard etwas weiter südwestlich hinab. Der Gletscher ruht hier auf terrassenförmigen Randgebirgen aus Tuff und Breccie, und mehrere kleine Lavaströme strecken sich vom Gletscher auf das tiefer liegende Land nieder. Im Gletscherrande bei Gœsavötn ragen mehrere Tuffspitzen und Krater aus dem von Spalten zerrissenen Gletschereise hervor. Auf dem Vonarskard entspringen zwei Gletscherflüsse, von denen der eine, Skjálfandafljót nach N, der andere, Kaldakvísl, nach S läuft; die Wasserscheide liegt hier ungefähr 1000 m ü. M. Oberhalb Gœsavötn und Jökulháls finden sich am Gletscherrande bedeutende Moränen mit Lavaschutt und große gescheuerte Doleritblöcke. Der Gletscherrand ist westlich vom Kistufell von Gletschereis mit abwärtsgleitender Bewegung eingefaßt, ohne daß doch eigentliche, individualisierte Gletscher vorhanden sind. Dicht westlich vom Kistufell befindet sich auf einer Höhe von 1118 m ein sehr beträchtlicher Firnhaufen ohne irgendwelchen Zusammenhang mit dem Gletscherrande. An dieser Firnmasse sind keine Spuren von Abschmelzung, Gletscherbildung oder dem ähnlichen zu bemerken, obwohl dieselbe bedeutend tiefer als der Gletscherrand liegt, jedoch wird sie von den Gebirgen beschützt.

Zwischen dem Kistufell und den Kverkfjöll ist ein gewaltiger Gletscher, der Dyngjujökull, auf das Tiefland vorgerückt; derselbe bedeckt ein Areal von mehr als 400 qkm, sein unterster Rand ist 765 m hoch und liegt dicht östlich vom Kistufell in einer Höhe von 844 m ü. M. Der unterste Teil dieses mächtigen Gletschers ist dermaßen mit Schlamm, Sand und großen Felsstücken bedeckt, daß er in der Entfernung vollständig einem Schotterfelde oder einem Lavastrom gleicht. Das unterliegende Eis wird erst bei näherer Untersuchung sichtbar. Dicht östlich vom Kistufell ist die Unterlage des Gletschers am steilsten gewesen, weshalb der Gletscher hier von unzähligen Sprüngen zerklüftet ist, die seine Oberfläche zu einem unbeschreiblichen Chaos umgestaltet haben. Bis zu 30 m hohe, mit Schutt bedeckte Pyramiden wechseln mit Klüften ab; weiter nach O ist die Oberfläche nicht in dem Grade unzugänglich, jedoch finden sich hier zahlreiche, mit Schutt bedeckte Eisrücken in den mannigfaltigsten Formen, und die Vertiefungen sind mit trübem Gletscherwasser, Tonschlamm und Geröll angefüllt. Obgleich der Gletscher so vielen Detritus mitführt, sind in den Firnflächen, von denen derselbe niedergleitet, keine stehenden Felsspitzen sichtbar; die in der Oberfläche vorhandenen ungeheuren Massen von Schutt und Geschiebe rühren ausschließlich von den Grundmoränen her. Der 30 km lange Gletscherrand ist von Moränenwällen und Schotterhügeln, von mächtigen Doleritblöcken übersät, begrenzt. Im Jahre 1884 ging der Gletscher augenscheinlich zurück, und das im Eise eingebackene Geschiebe trat infolge des Abschmelzens an die Oberfläche. Wo die Flüsse dem Gletscher entströmen, sind schwarze, schmutzige Gletschertone vorhanden, und unterhalb der Moränen breitet sich eine nackte Lehmfläche aus, von unzähligen weißlichgelben Gletscherbächen durchzogen. Hier entspringt die Jökulsá in Axarfirdi. Der Hauptstrom fließt aus dem östlichen Gletscherrand dicht bei Kverkfjöll, um den Fluß ist die Ebene mit grobem Geröll und großen Blöcken bedeckt, aber westlicher, wo dieselbe von kleineren Gletscherbächen mit ihren unzähligen Armen in Windungen und Krümmungen durchzogen ist, besteht die Ebene größtenteils aus Lehm, obwohl auch hier große Blöcke unregelmäßig

umhergestreut sind. Die nördlichsten Teile dieser Lehmflächen sind trocken, so daß der Tonstaub bei dem kleinsten Lüftchen in Bewegung gerät, aber dem Gletscher zunächst ist der nasse Lehm stellenweise in Schlamm verwandelt, in welchem Tiere und Menschen leicht stecken bleiben können. Auch fehlt in diesen Gegenden aller Graswuchs, so daß der Reisende für mehrere Tagereisen Heu mit sich führen muß. Am Abend des 17. August 1884 war ich genötigt, mein Zelt auf dem Rande des Dyngjujökull selbst aufzuschlagen, und niemals habe ich einen unheimlicheren und schmutzigeren Zeltplatz angetroffen. Das Eis kam hier nur in den Spalten zum Vorschein, denn die Oberfläche war mit einer 2—4 Fuß dicken, mit Lehm vermischten Schuttdecke überzogen, die nachts zu Eis fror, aber morgens, sobald die Sonne schien, auftaute und einen Brei bildete. Überall sickerte das Wasser hervor, zwischen den Eisspitzen bildeten sich kleine, kaffeebraune Bäche, die sich allmählich in morastige Ströme verwandelten, die dem Bodensatz von Kaffee glichen. Einige strömten aus dem Gletscherrande, andere wurden zu schlammigen Pfützen und kleinen Seen aufgestaut. Mit der höher steigenden Sonne nahm die Bewegung rings umher zu, und man vernahm das unausgesetzt wachsende Gepolter der Steine, die sich von den Eiskegeln lösten und herabrollten.

Das mächtige, vulkanische Vorgebirge, Kverkfjöll, das östlich vom Dyngjujökull aus dem Vatnajökull emporragt, ist von oben bis unten durch eine breite Kluft gespalten, durch welche ein Gletscher auf das Tiefland sich erstreckt; das unterste Ende dieses Gletschers (ungefähr 800 m ü. M.) weicht etwas nach W ab. Über diesem Gletscherende befindet sich oben im Gebirgsabhang eine Kratergruppe mit Solfataren, woselbst wahrscheinlich im Jahre 1717 Eruptionen stattgefunden haben, wobei dieser Gletscher teilweise schmolz, was wiederum Überschwemmungen der nahen Jölkusá zur Folge hatte. Diese Gebirge haben vielleicht mehrmals in historischer Zeit Ausbrüche gehabt, ohne daß dieselben in der entfernt liegenden Ansiedlung bemerkt wurden, denn die Jökulsá hat wiederholt ihr Deltaland in Kelduhverfi überschwemmt, wie z. B. in den Jahren 1655, 1726 und 1729. Diese Überschwemmungen können jedoch auch von anderen Ursachen herrühren, indem der Fluß durch ein ungewöhnliches Vorwärtsschreiten des Gletschers leicht aufgedämmt wird, auch veranlaßt vielleicht zuweilen der Dyngjujökull ein besonders starkes Anschwellen des Stromes.

In der Nähe des Vatnajökull liegen mehrere eisbedeckte Gebirge, die von diesem großen Eisfeld getrennt sind, aber dessen ungeachtet als Ausläufer desselben gelten können. Am östlichen Ende des Vatnajökull, östlich von der Jökulsá i Lóni findet sich die Firnmasse **Hofsjökull;** dieser Gletscher ruht auf Basalt und verdankt den tiefen Erosionstälern, welche denselben vom Vatnajökull scheiden, sein selbständiges Dasein. Der Gletscher ruht auf Bergrücken zwischen Hofsdalur und Vidirdalur und hat eine Höhe von 11—1200 m und ein Areal von ca 80 qkm; derselbe ist langgestreckt, mit schmalen Ausläufern nach S, aber mehr abgerundet und kuppelförmig nach N. Der südlichste Teil des Gletschers besteht aus zwei Armen, einem längs der südlichen Seite des Flugustadatals und dem anderen nördlicheren zwischen diesem Tale und Hofsdalur. Über die schmalen Rücken dieser Gletscherarme ragen mehrere steile Felsspitzen mit steilen Abhängen, namentlich auf dem nördlichen Arm Tungutindar und auf dem südlichen Knappadalstindar empor. Etwas nördlich von der Stelle, wo sich diese beiden Arme vom Hauptgletscher trennen, ist eine Vertiefung, über welche ich im Sommer 1882 nach Vidirdalur reiste; dieser Weg war indessen infolge von Gletscherspalten 1894 unpassierbar. Mir ist von Getschern nur der kleine Morsárjökull bekannt, der sich von der westlichen Seite des Hofsjökull abwärts nach Vidirdalur zu erstreckt; in den Gebirgszügen, welche sich vom Hofsjökull nach S ziehen, finden sich in den Vertiefungen mehrere Firnflecke, häufig mit Ansätzen zu Gletscher-

bildungen. Gegen N wird der Hofsjökull von steinigen, 600—700 m hohen Hochebenen begrenzt, und um den Gletscher scheint die Schneegrenze in einer Höhe von 850—950 m zu liegen, weshalb die Hochebenen hinter dem Hofsjökull in der Regel im Sommer frei von Schnee sind, obwohl ich im August 1894 einzelne Schneeflecken in Kollumúli 700 m ü. M. fand. Eine ähnliche Firnmasse, Thrándarjökull, bedeckt den hohen Gebirgsrücken zwischen Geithellnadalur und Harmarsdalur; dieselbe ist eine kuppelförmige Schneemasse mit einem Areal von ca 100 qkm und wahrscheinlich ca 1200 m hoch. Eigentliche Gletscher sind hier nicht bekannt, aber einige hier entspringende Gletscherbäche verleihen der wasserreichen Hamarsá ihre milchweiße Farbe, auch führt der Gletscherstrom Sunna zur Geithellnaá Gletscherwasser herab. In der Mitte der Gletschermassen erhebt sich ein Felsenkamm, Sunnutindur, mit einem beinahe senkrechten Abfall nach SO. Diese Gletscher sind bisher weder genau untersucht noch vermessen worden, weshalb dieselben, gleichwie die Umgebung, auf der Karte nur skizzenartig angegeben sind.

Nördlich von dem östlichen Teile des Vatnajökull erhebt sich auf dem Hochland der mit Gletschern bedeckte **Snæfell** zu einer Höhe von 1822 m. Dieser Berg, welcher ein uralter Vulkan zu sein scheint, aber wohl kaum nach der Eiszeit Lavaströme ausgegossen hat, beherrscht durch seine Höhe und schöne Form vollständig die Landschaft. Der oberste Teil des Snæfell ist mit Firnschnee bedeckt, der im August 1894 infolge des warmen Sommers bedeutend zusammengeschmolzen war; mehrere kleine Gletscherarme kommen von den obersten Firnhaufen herab, die beiden größten nach NNO; von dem einen läuft ein Gletscherbach hinab zur Jökulsá im Fljótstal, und das Gletscherende hat beträchtliche Massen Lavagerölle und Felsblöcke vor sich her in den Gebirgsabhang hinabgeschoben. Vom Snæfell zieht sich gegen S nach dem Vatnajökull eine doppelte Reihe Felsspitzen, Thjófahnúkar genannt, die 1894 fast ganz frei von Schnee waren, obwohl die höchsten von ihnen 10—1100 m hoch und darüber sind. Sveinn Pálsson versuchte am 3. September 1794 den Snæfell zu besteigen, mußte jedoch eines Unwetters wegen umwenden; später wurde der Berg von G. Snorrason am 13. August 1877, und von G. Vigfússon 1880 und mehreren anderen bestiegen.

Auf dem Hochlande im Odádahraun, nördlich vom Vatnajökull und dessen Umgebung, liegt die Schneegrenze viel höher, als sich erwarten läßt. Obwohl hier hohe Gebirge vorhanden sind, ist die Gletscherbildung verhältnismäßig unbedeutend. Der eigentümlich geformte 1660 m hohe Berg Herdubreid trägt auf seinem obersten Gipfel oberhalb des eigentümlichen Gesimses von senkrechten Brecciefelsen eine spitze Firnkappe; der Schnee reicht jedoch nicht überall bis auf die senkrechten Felsen hinab, namentlich kann derselbe gegen S auf der steilen Unterlage nicht festen Fuß fassen. Vereinzelte Schneeflecken kommen sowohl auf dem 1209 m hohen Vulkan Kollótta Dyngja, als auch auf Skjaldbreid im Südlande vor, und der Krater ist zum Teil mit Firnschnee angefüllt, auch ist die Trölladyngja (1491 m) mit Schneeflecken besät und der große Krater ebenfalls mit Schnee angefüllt, jedoch ist keine eigentliche Gletscherbildung wahrzunehmen. In dem großen Gebirgskomplex Dyngjufjöll (14—1500 m) sind sehr bedeutende Schneehaufen in den oberen Regionen der Gebirge in zahlreicher Menge vorhanden, aber eigentliche Gletscherbildungen oder größere zusammenhängende Firndecken waren 1884 nicht zu sehen: kleinere Gletscherbildungen kommen doch wohl stellenweise in diesen ausgedehnten, noch unzulänglich bekannten Gebirgen vor. Eigentümlich ist es in der Askja, daß der Schnee mehrfach als Gestein zwischen den Lavalagen auftritt. Auf dem Bláfjall (1225 m), dem höchsten Berg in den Gegenden südlich vom Mývatn, fehlt jede Gletscherbildung: auf den obersten flachen Doleritterrassen fand ich am 9. Juli 1884 nur verstreute Schneehaufen in den Vertiefungen. Am westlichen Ende des Vatnajökull findet sich auf dem Höhenrücken des

Landes ein kleinerer Gletscher, Tungnafellsjökull, auch Fljótsjökull genannt, der sich beim Vornaıskard vom Vatnajökull trennt. Diese längliche Gletscherkuppel, mit einem Areal von ungefähr 100 qkm und einer Höhe von ca 1600 m ist noch beinahe unbekannt; dieselbe scheint gegen O keine Gletscher zu entsenden, wohl aber sollen Gletscherarme nach N und NW niedergehen. Im nördlichen Teile des Gletschers entspringt ein Gletscherfluß, der sich in Skjálfandafljót ergießt.

Obwohl die gebirgigen Fjordlandschaften des östlichen Island eine bedeutende Höhe über dem Meere besitzen, sind dieselben doch dermaßen zerrissen, daß sich größere, zusammenhängende Gletschermassen nicht bilden konnten. Zwischen Kränzen von Gipfeln finden sich jedoch stellenweise in Zirkustälern und Karen Firnhaufen, häufig mit Ansätzen zur Gletscherbildung, ohne daß jedoch die Gletscherzungen eine wesentliche Länge erreichten; stationäre Schneehaufen kommen vielfach in den oberen Regionen vor. Eine nähere Untersuchung der Schneeverhältnisse fehlt indessen zum größten Teil, auf meinen Reisen habe ich dieselben nur ganz flüchtig stellenweise im Ostlande untersuchen können.

Südlich vom Hjeradsflói erhebt sich die mächtige Gebirgsmasse Dyrfjöll, von senkrechten Felswänden umgeben, zu einer Höhe von 1131 m. Diese Berge besuchte ich am 6. September 1894 vorübergehend von Njardvik aus. Von hier führt ein Nebental Urdardalur nach S aufwärts nach dem Dyrfjöll zu; wie der Name schon andeutet, ist dieses Tal mit großen Haufen loser Felsstücke angefüllt; am Anfang des Tales erhebt sich das Gebirge mit einer senkrechten Wand, die mit einem einzelnen langgestreckten Absatz versehen ist, auf welchem sich große Firnhaufen finden, die niemals auftauen, augenscheinlich sind diese Schneehaufen Überreste von Gletscherbildungen aus früheren Zeiten. Die großen Massen von losen Felsblöcken, welche als Rücken und Wälle einen großen Teil des unterhalb befindlichen Tales anfüllen, rühren teils von Moränen, teils von Bergstürzen von den senkrechten Gebirgsabhängen her, welche sich tiefer in das Tal hinab erstrecken konnten, so lange der darunterliegende Gletscher seine größte Ausdehnung besaß. Die unterhalb vom Dyrfjöll befindlichen Firnhaufen liegen ungefähr 600 m ü. M. hoch. Das Gebirge hat seinen Namen von einer gewaltigen, breiten Kluft erhalten, welche die Gebirgsmasse bis zur Mitte hinab zerspaltet und einer riesenhaften Tür oder einem Tore ähnlich sieht, das nach dem Borgarfjord und Fljótsdalshjerad zu offen steht; von Njardvik aus ist nur der nördliche Giebel des Gebirges zu sehen. Unterhalb dieses Felsentors liegen auf beiden Seiten große Firnhaufen mit kleinen Ansätzen zur Gletscherbildung. In der Vorzeit ist der ganze Berg von Gletschern umspannt gewesen, von denen nur diese Überreste übriggeblieben sind. Ortsnamen in der Umgegend deuten an, daß diese Gletscher selbst in historischer Zeit umfangreicher als jetzt waren; auf der Ostseite finden sich ein Jökuldalur und eine Jökulsá. Am westlichen Eingang des Felsentors liegt ebenfalls ein Tal mit großen, losen Felsstücken und einem tiefen See; das Tal heißt Hrafnabjarga-Urdardalur, und in den Schneehaufen entspringt hier eine andere Jökulsá, die sich in den Selfljót ergießt, und deren Wasser im Frühjahr bisweilen milchweißlich gefärbt ist.

Auf dem Beinageitarfjall sind ebenfalls einige Firnflecken vorhanden, und die Firngrenze liegt hier ungefähr 650 m ü. M., am Borgarfjördur gehen stabile Schneehaufen bis 550 m hinab. In Náttmálahnúkur, nahe bei Húsavík, war lange Zeit hindurch ca 500 m ü. M. ein recht ansehnlicher Firnfleck vorhanden gewesen, der in dem warmen Sommer des Jahres 1893 verschwand. Am Lodmundarfjördur (besonders in Hraundalur) liegen in den Gebirgen ebenfalls viele Schneehaufen bis zu 400 m hinab. Auf den hohen Bergen zwischen Vopnafjördur und Hjeradsflói finden sich stets im Sommer zahlreiche Schneehaufen, und auf der obersten Kuppel Smörfjall (1211 m) liegen dieselben so dicht nebeneinander, daß sie sich in einer Reihe von naßkalten Jahren mit Leichtigkeit zu einer

größeren Gletschermasse vereinigen können. In Nordur-Thingeyjasysla sind die Gebirge wieder bedeutend niedriger, so daß der Schnee meistens im Sommer schmilzt, selbst in Hágöngur, bei einer Höhe von 924 m, waren im August 1895 nur sehr wenige und kleine Schneeflecken vorhanden. In den hohen Gebirgen zwischen Seydisfjördur und Breiddalur hat sich der Schnee an vielen Stellen in größeren Massen angesammelt. Oberhalb des Nordfjördur findet sich ungefähr 900 m ü. M. die Firnkuppel Fönn mit einem Areal von ca 15 qkm, ebenso sind auf Studlaheidi am Reydarfjördur recht ansehnliche Firnflecken vorhanden und größere Schneehaufen kommen ebenfalls auf den höchsten Spitzen der Berge an allen Fjorden vor und reichen meistens auf der Seeseite weit tiefer hinab, als es dem Lande zu der Fall ist. Auf Fjardarheidi am Seydisfjördur fanden sich im Juli 1894 größere ständige Schneehaufen auf der Westseite in einer Höhe von 580—600 m und darüber, aber auf der Ostseite gingen sie bis auf 400 m Höhe hinunter, einzelne kleinere Schneeflecke waren sogar hier in einer Höhe von nur 290 m vorhanden. Im Fáskrúdsfjördur, wo sich zahlreiche große Schneehaufen in den höheren Karen befinden, lagen im Juli 1896 einzelne Schneehaufen bis hinab zu 250 m Höhe.

Auf der Halbinsel zwischen Skagafjördur und Eyjafjördur finden sich mehrere kleinere Gletscher. Diese Halbinsel ist sehr gebirgig und erreicht eine Höhe von 10—1400 m. Dieselbe geht wie ein Arm oder eine Zunge von dem inneren Hochland mit einer bei weitem beträchtlicheren Höhe aus, als der, hinter den südlichen Tälern zunächst gelegene Teil des Hochlandes besitzt. Ursprünglich war diese Bergmasse ein großes Basaltplateau, das später allmählich durch die Erosion von einer Menge Täler, die von allen Seiten nach innen gehen, zerschnitten wurde; die Basaltdecken liegen größtenteils wagerecht. In den höheren Regionen dieser Berge sind bedeutende Schneemassen vorhanden, da aber ausgedehnte Hochflächen fehlen, indem die Berge von unzähligen, nur durch schmale Rücken voneinander getrennten Tälern zerklüftet sind, konnten sich größere Gletschermassen nicht bilden. Dahingegen finden sich zahlreiche kleine Firnhaufen, die sich stellenweise zu größeren Massen vereinigen, von denen sich kleinere Gletscher in die Täler hinab erstrecken. Westlich vom Eyjafjördur erreichen die Gebirge ihre größte Höhe, wo sie mit ihren Zacken und Kämmen weit über die nächsten Hochflächen hinwegragen und weithin gesehen werden können. Die Bergmasse wird der Länge nach vom Glerártal zerspalten und erreicht westlich von diesem die größte Höhe im Vindheimajökull (1466 m), doch besitzt auch der scharfe, östliche Bergrücken eine bedeutende Höhe (Sulur 1135 m, Kerling 1349 m). Auf der westlichen Seite haben sich die Schneehaufen zu einer beträchtlichen Firnfläche vereinigt, von welcher kleine Gletscher ausgehen, dahingegen vermochten auf dem schmalen östlichen Gebirgsarm eigentliche Gletscher nicht zu entstehen, obwohl auch hier bedeutende Schneehaufen vorhanden sind. Vom Vindheimajökull, der ein Areal von ca 30 qkm bedeckt, gehen hier und da kleine Gletscher in die Klüfte nieder, und von einem derselben wird ein kleiner Gletscherlauf im Jahre 1801 erwähnt, welcher dem Flusse Bægisá eine trübe Gletscherfarbe verlieh, die sich den ganzen Sommer[1]) hindurch hielt. Sowohl am Eyjafjördur als auch in Yxnadalur sind in Karen an den Gebirgsrändern mehrere Firnhaufen, zuweilen mit Spuren von Gletscherbildungen vorhanden, wie bei Hraun im Yxnadalur und in Ulfárskál im Eyjafjördur.

Auf dem höchsten Rücken der östlich vom Yxnadalur von S nach N von der Halbinsel nach außen läuft, sind eine Reihe kleiner Gletscher vorhanden, zu denen sich von beiden Seiten mehrere bewohnte Täler hinauf erstrecken. Von W: Unadalur, Deildardalur, Kolkudalur und Hjaltadalur; von O: Svarfadardalur, Barkárdalur und Myrkárdalur, von denen

[1]) Minnisverd tídindi III, S. 121.

die zwei letzten Nebentäler des Hörgárdalur sind. Diese Gletscher sind sämtlich durch Ansammlung von Firnflächen entstanden, und aus denselben ragen mehrere Gipfel und Felsrücken hervor, durch welche sie häufig in isolierte Firnflächen getrennt werden. Die obersten Kämme der Bergrücken sind hier im Hochgebirge oft nur 1—2 m breit und ragen wie Schneiden empor, weshalb sie auch auf isländisch »eggjar« (Schneiden) genannt werden; die Kare und Vertiefungen zu beiden Seiten sind dann mit Schneehaufen angefüllt. Der südlichste von diesen Gletschern ist der Myrkárjökull, ein kleiner Jökel (30 qkm), von dem sich ein Gletscher zum Hjedinsdalur, einem Nebental des Hjaltadalur, erstrecken soll; von einem hier entspringenden Flusse erhält die Hjaltadalsá bisweilen eine schwach milchweiße Farbe. Hierauf folgt der sogenannte Túnahryggsjökull, die größte Gletscherstrecke mit einem Areal von ca 75 qkm, der sich vom Barkárdalur nach O bis in die Nähe des Hjedinsdalur erstreckt, wo derselbe vom Myrkárjökull durch einen Rücken getrennt wird; nach N reicht er bis zur Heljardalsheidi am Beginn des Svarfadardalur hinab. Soviel man weiß, gehen vom Túnahryggsjökull vier Gletscher in die Täler nieder, von denen sich der eine ins Gljúfrárdalur, einem Nebental des Skidadalur, ein anderer ins Barkártal, und zwei ins Kolkudalur hinabziehen, von diesen beiden erhält die wasserreiche Kolka ihre Gletscherfarbe. Der Gletscher im Gljúfrárdalur soll in den Jahren 1860—96 bedeutend abgenommen haben. Nordwestlich vom Túnahryggsjökull liegen kleinere Firnmassen, Unadalsjökull und Deildardalsjökull, welche zusammen ein Areal von ungefähr 40 qkm bedecken; dieselben stehen im Zusammenhang mit den großen Schneehaufen in den Talschlüssen, von eigentlichen Gletschern weiß man nichts, obwohl in den isländischen Annalen vom 17. Jahrhundert ein Gletscherlauf vom Unadalsjökull erwähnt wird. In warmen Sommern teilen sich diese Gletscher leicht in mehrere kleinere, wenn auf den verschiedenen Bergrücken die Schneemassen auftauen. Alle diese kleinen Gletscher sind in den Einzelheiten unbekannt und niemals näher beschrieben worden, auch läßt die Karte von diesen Gegenden sehr zu wünschen übrig. In der Nähe dieser Gletscher sind auf den Bergen zahlreiche verstreute kleinere Firnflecken vorhanden, so auf beiden Seiten des Svarfadardalur, am Olafsfjördur, Stífla und an mehreren anderen Orten. Auf Reykjaheidi, zwischen Svarfadardalur und Olafsfjördur befand sich die Grenze der ständigen, größeren Schneehaufen am 7. Juli 1896 auf der Südseite 390 m ü. M., auf der Nordseite 530 m hoch. Auf der gebirgigen Landzunge, östlich vom Eyjafjördur, wo in den Tälern zahlreiche Schneehaufen bis zu einer Höhe von 450 m ü. M. hinabreichen, hat sich nur auf Kaldbakur ein größerer Firnflecken gebildet, der wahrscheinlicherweise ungefähr 10 qkm bedeckt; Gletscher sind hier unbekannt und in warmen Sommern schrumpfen die einzelnen Firnhaufen bedeutend ein.

	Areal qkm	Größte Höhe über Meer in Metern	Höhe der Schneegrenze über Meer in Metern	Zahl der bekannten Eisströme	Meerhöhe des tiefsten Gletscherendes in Metern
Gláma	230	901	ca 650	—	—
Drangajökull	350	890	—	7	—
„ Ostseite	—	—	400	—	30
„ Westseite	—	—	650	—	25
Snæfellsjökull	20	1436	—	2	500
„ Nordostseite	—	—	830	—	—
„ Südwestseite	—	—	1000	—	—
Langjökull	1300	1400	—	31	—
„ Südwestseite	—	—	900	—	600
„ Ostseite	—	—	1000	—	435
„ Nordwestseite	—	—	1000	—	628
	1900			40	

	Areal qkm	Größte Höhe über Meer in Metern	Höhe der Schneegrenze über Meer in Metern	Zahl der bekannten Eisströme	Meerhöhe des tiefsten Gletscherendes in Metern
	1900			40	
Langjökull, Nordseite	—	—	1100	—	—
Eiriksjökull	100	1798	—	6	606
Ok	35	1188	—	—	—
Skjaldbreid	5	1050	1000	—	—
Hlödufell	10	1163	1000	—	—
Arnarfellsjökull (Hofsjökull)	1350	1700	—	19	—
„ Ostseite	—	—	—	—	552
„ Nordseite	—	—	1200	—	910
Mýrdalsjökull	1000	1705	—	20	—
„ Nordseite	—	—	1100	—	700
„ Südseite	—	—	600	—	50
„ Ostseite	—	—	6—700	—	205
„ Westseite	—	—	7—800	—	200
Torfajökull	100	1200	950	—	—
Tindfjallajökull	25	1580	—	2	—
Vatnajökull	8500	2119	—	41	—
„ Westseite	—	—	1000	—	635
„ Südseite	—	—	900	—	9
„ Nordseite	—	—	1300	—	600
„ Ostseite	—	—	950	—	700
Hofsjökull í Lóni	80	1200	850—950	1	—
Thrandarjökull	100	1260	900	—	—
Snæfell	15	1822	—	2	—
Tungnafellsjökull	100	1600	—	2	—
Dyrfjöll	10	1131	600	—	—
Fönn	15	900	—	—	—
Kaldbakur	10	1161	—	—	—
Vindheimajökull	30	1466	—	1	—
Myrkárjökull	30	1200	—	1	—
Túnahryggsjökull	75	1200	—	4	—
Unadalsjökull	40	1200	—	—	—
	13530			139	

Im vorangegangenen habe ich ungefähr alles zusammengefaßt, was man im Augenblick über die gegenwärtigen Gletscher auf Island weiß, und zum Schluß habe ich der Übersicht wegen die wichtigsten, bekannten geographischen Fakta betreffs der isländischen Gletscher auf vorstehender Tabelle zusammengestellt [1]).

VI. Beobachtungen über die Tektonik von Island.

1. Bruchlinien. 2. Erdbeben. 3. Die geologischen Beziehungen von Island zu den nächstliegenden Ländern.

1. Bruchlinien.

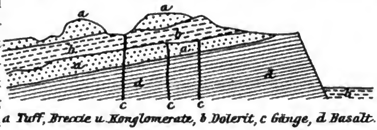
Die älteren Geologen waren der Ansicht, daß die isländische Breccieformation älter als der Basalt oder gleichalterig sei, aber es ist mir geglückt, nachzuweisen, daß sie jüngeren Ursprungs ist. Der Basalt hat an den meisten Stellen eine schwache Neigung nach innen, nach dem breiten Breccie- und Tuffgürtel zu, der die Mitte des Landes einnimmt; der

[1]) Nachdem dieses geschrieben wurde, haben Offiziere des dänischen Generalstabs im Sommer 1904 den Südrand des Vatnajökulls genau vermessen, ihre schönen Gletscherkarten werden bald erscheinen. In Geogr. Tidskr., Bd. XVIII, 1905, hat Leutn. J. P. Koch schon eine außerordentlich hübsche und genaue Karte des Öræfajökulls und Skeidarárjökulls im Maßstab 1 : 200000 herausgegeben.

Basalt bildet gleichsam eine riesige, flache Schale, in welcher sich der Tuff ausgebreitet hat. In der Mitte des Landes hat die darunter liegende Basaltplatte große Risse erhalten und sich gesenkt, wodurch bedeutende Dislokationen und heftige Ausbrüche veranlaßt wurden, die durch das Pliocän und Pleistocän bis in die Gegenwart fortdauerten; die Basaltmassen haben sich darauf zu beiden Seiten nach diesem neueren, vulkanischen Gürtel gesenkt, jedoch sind große Stücke der ursprünglichen Basaltplatte ziemlich unverändert geblieben.

Die Grenzen des Tuffes und Basalts sind nicht immer deutlich, häufig von glazialen Massen und Lava bedeckt, und hier breiten sich gewöhnlich Tuff und Breccie über den Basalt aus, so daß die tiefer liegenden Dislokationen heute nicht gesehen werden. In der Vorzeit besaß die Breccieformation eine viel größere Ausbreitung als jetzt, die Jökel und Jökelflüsse der Eiszeit haben eine bedeutende Menge des losen Materials fortgeführt; stellenweise sind noch Tuffkleckse, Reste der größeren Ausbreitung des Tuffgebiets auf dem Basaltterrain übrig. Nur im nördlichen Island ist eine scharfe Grenze zwischen der Basalt- und Breccieformation vorhanden, welche vom Bárdartal, einer Bruchlinie von ungefähr 150 km Länge, gebildet wird. Auf der Landstraße durch Ljósavatnsskard gewahrt man, daß das Land nach O zu einen ganz anderen Charakter erhält. Die westlichen, hohen Basaltplateaus, welche in der Nähe des Eyjafjördur eine Höhe von 1400 m erreichen, werden plötzlich durch das Bárdartal abgeschnitten; die Basaltgebirge westlich vom Tale haben eine Höhe von 900—1000 m, während der östliche Rand nur ca 300 m hoch ist. Auch das Gestein verändert sich plötzlich, indem die doleritische, geschrammte Lava östlich vom Tale sowohl auf der niedriger gelegenen Talseite, als auch auf der höheren westlichen über dem Basalt an die Oberfläche tritt. Außerdem finden sich im Tale Lavaströme, bei Djúpá Krater, sowie Spalten und Dislokationen in den basaltischen Gebirgsabhängen. Die östliche Talseite hat sich um 500—600 m gesenkt. Hierauf setzt sich die Breccieformation in östlicher Richtung auf Jökuldalur und Langanes zu als eine schwach wellenförmig gestaltete Ebene mit schroff sich erhebenden, einzeln stehenden Plateaustücken, Tuffketten, Vulkanreihen, Spalten und geschrammten, sowie jüngeren Laven fort. Gegen O ist in der Oberfläche keine scharfe Grenze gegen die Basalte des Ostlandes vorhanden. Eine genauere Untersuchung der Halbinsel Langanes würde von Interesse sein, da die Halbinsel aus mächtigen Massen von Dolerit abwechselnd mit Breccielagen besteht und im südlichsten Teile der darunterliegende Basalt zum Vorschein kommt. Südlich von Sydra-Lón befindet sich an der Küste unter dem Dolerit schlackiger Basalt, nördlicher ruht der Dolerit auf Breccie, und bei Heidi und Eydisvík wird wiederum der Basalt unter dem Dolerit, und Breccie zu oberst gefunden. In Brekknaheidi kommt der Basalt unter mächtigen, geschrammten Doleritmassen in den Gebirgsabhängen nach dem Thistilfjördur zu vor, und südlich vom Finnafjördur findet sich ausschließlich Basalt.

Im südöstlichen Island ist die Grenze zwischen Basalt und Tuff ziemlich scharf, aber von Gletschern bedeckt. Gegen SW sind die Senkungen auf den Grenzen der Tuff-Formationen deutlich wahrzunehmen und sehr lehrreich, namentlich südlich von Esja in der Landschaft Mosfellssveit in der Nähe von Reykjavík. Das steile Plateaustück Esja (ca 1000 m) ist regelmäßig aus wagerechten Basaltschichten aufgebaut, aber südlich von diesem Berge befinden sich mehrere Basalthügel, deren Lagen eine starke Neigung nach S hinab, unter die Breccie- und Tuffmassen auf der Halbinsel Reykjanes haben. Geschrammte Lava-



a Tuff, Breccie u. Konglomerate, b Dolerit, c Gänge, d Basalt.

Schematisches Profil durch einen Teil von Hamrahlid in Mosfellssveit.

ströme haben sich in den Niederungen zwischen diesen Hügeln ausgebreitet, und auf den Bruchlinien sind hier mehrere warme Quellen vorhanden. Bevor diese Basaltstücke die gegenwärtige Neigung erhielten, hatten sich bereits durch Gänge durchgebrochene Schichten von Dolerit abwechselnd mit Tuff und Breccie über denselben abgelagert (Stórihnúkur, Hamrahlid); die Senkung ist demnach langsam unter fortdauernden vulkanischen Ausbrüchen vor sich gegangen. Auf diesen Bruchlinien haben Bewegungen lange Zeit hindurch fortgesetzt stattgefunden, Erdbeben sind nicht ungewöhnlich und auf der Oberfläche sind Senkungen und offene Spalten sichtbar, wie z. B. eine große Spalte von Grafarholt über Hamrahlid in der Richtung N 25° O. Die Grenze zwischen den Basaltgebirgen des Hvalfjords und den vulkanischen Brecciemassen im Innern wird wahrscheinlich durch eine große Bruchlinie gebildet, nach welcher zu die Lagen abfallen, die aber infolge von aufgehäuften enormen glazialen und vulkanischen Massen nur selten deutlich zu erkennen ist. Auf dieser Grenze haben sich mächtige Vulkane, unter ihnen Súlur und Ok, aufgebaut; der in der Nähe liegende Eiriksjökull gehört jedoch wahrscheinlich einer nordöstlichen Bruchlinie an; bei näherer Untersuchung wird man ohne Zweifel noch viele Ruinen von Vulkanen in diesen Gegenden antreffen, denn das ganze Brecciegebiet ist gewissermaßen von denselben angefüllt. Seit der Eiszeit haben auf dieser Grenzlinie keine Ausbrüche stattgefunden, aber auf der Bruchlinie gegen NO bei Langjökull hat sich eine heftige, postglaziale, vulkanische Tätigkeit entfaltet, das Grundgebirge des Langjökull hat sich gespalten und in Terrassen gesenkt, von denen sowohl geschrammte, sowie postglaziale Laven massenweise ausgeflossen sind. Die Bruchlinien in der Basaltplatte des Nordlandes ziehen sich von N nach S, und die westlichste erstreckt sich längs dem Hrútafjördur in das vulkanische Terrain südwestlich vom Langjökull hinein; auf einer Linie vom Hrútafjördur nach Ok liegen auf Tvídægra zwei glaziale Vulkankuppeln (Sljettafell und Dofinsfjall). Weiter nach O hin, nördlich vom Langjökull erhalten die Bruchlinien wiederum eine östlichere Richtung. Die Basaltschichten in den Bergen am Hvalfjördur und Borgafjördur haben einen Fall von einigen Graden nach der vorhergenannten Bruchlinie hinab, und recht erhebliche Bildungen von Tuff, Breccie und Konglomeraten, in den obersten Schichten dieser Gebirge, sowie auf den Gebirgen in der Landschaft Mosfellssveit sind wahrscheinlich vor oder während der Senkung des Innern entstanden. Geschrammte Doleritströme, die vom Ok herab durch Flókadalur geflossen sind, beweisen, daß die Täler bereits annähernd in derselben Form, wie heutzutage, existierten, als die Ausbrüche dieses Vulkans stattfanden. Nördlich von den Gletschern Langjökull und Hofsjökull ist die Grenze zwischen dem Basalt und der Tuff-Formation von jüngeren Massen bedeckt, jedoch fand ich nördlich vom Hofsjökull 1896 ebenfalls postglaziale Lavaströme und warme Quellen, auch sind hier bedeutende Areale von geschrammten, doleritischen Laven bedeckt.

Nachdem die Grenzen zwischen Tuff- und Basaltformationen besprochen sind, ist es zeitgemäß, jede einzelne näher zu untersuchen. Meistens ist es mit Schwierigkeiten verbunden, die Bruchlinien im Basalt infolge des gleichartigen Baues der Berge zu beobachten, nur wo Surtarbrandslagen vorhanden sind, können Dislokationen mit Leichtigkeit verfolgt werden, auch größere dazwischenliegende Tufflagen, sowie warme Quellen können als Wegweiser dienen. Wie schon früher erwähnt, fallen im allgemeinen die Basaltdecken nach innen, nach dem Lande zu ab, aber es sind doch große und kleinere Basaltstücke vorhanden, die wie Horste unbeweglich und ungestört stehen geblieben sind. So scheinen durchgängig die mächtigen Basaltmassen des Ostlandes nicht so zerklüftet wie im Westlande zu sein. Zwischen der Halbinsel Langanes und dem Vopnafjördur sind die Basaltdecken anscheinend wagerecht, nur in einer Stromkluft im Hraunfellsdalur sind Schichten mit einer Neigung von 20—30° nach S wahrgenommen worden, dahingegen scheinen die

höher liegenden Basaltdecken in demselben Tale wagerecht zu sein; hier muß demnach eine lokale Abweichung vorliegen. Es ist auch möglich, daß die Basaltdecken in den Gegenden nördlich vom Hjeradsflói eine schwache Neigung nach dem Meere zu haben, worauf einzelne Surtarbrandslagen hinzudeuten scheinen. Der Surtarbrandur wird hier am Meere tief unten angetroffen, bei Höfn 12—14 m ü. M., dahingegen bei Stóragljúfur, Skeggjastadir 100—150 m und im Hraunfellsdalur 156 m, was einer Neigung von $^1/_2{}^\circ$ nach dem Meere zu entspricht. Demnach scheint die Basaltscholle zwischen Langanes und Hjeradsflói sehr wenig in Bewegung gekommen zu sein, wohingegen der Hjeradsflói mit dem Jökuldalur und Fljótsdalshjerad eine tektonische Grenze bilden, indem die Basaltlagen südöstlich von diesen Tälern ihre Neigung verändern. Aller Wahrscheinlichkeit nach sind diese langen Täler, welche eine so merkwürdige topographische Stellung zu dem zerschnittenen Basaltplateau der Fjordpartie einnehmen und sich nach den vulkanischen Gegenden im Vatnajökull emporerstrecken, wo sich noch unter dem Eise aktive Vulkane befinden, auf Bruchlinien von SW nach NO entstanden, obwohl solche bisher nicht direkt in der Oberfläche nachgewiesen sind. Snæfell findet sich auf der Fljótsdalshjerads-Linie, welche, falls sie fortgesetzt würde, südlich vom Vatnajökull, ungefähr die Grenze zwischen Basalt und Tuff träfe. Von der Küste fallen die Basaltdecken regelmäßig nach dem Lande zu, in den nördlicheren Fjorden mit einer Neigung von 2—5° gegen NW nach den genannten Tälern zu ab. Südlich vom Reydarfjördur scheinen die Basaltdecken meistens gegen WSW und SW abzufallen, jedoch ist die Richtung der Neigung nicht immer leicht zu bestimmen, bei dem südöstlichen Teile des Vatnajökull geht sie meistens gegen N und NW. Durchgängig verändert sich der Fall mit der Küstenlinie, so daß das Streichen der Richtung der Küste entspricht. In den Gebirgen des Ostlandes sind neuere Spalten nur an wenigen Orten wahrgenommen, so im Skriddalur parallel mit dem Tale, und im Fossárdalur befinden sich große Spalten quer zur Talrichtung; diese Risse folgen ungefähr an beiden Orten derselben Richtung wie die vermuteten Bruchlinien im Fljótsdalshjerad und Jökuldalur. Ob die vielen und großen Liparitdurchbrüche im Ostlande an ähnliche Bruchlinien geknüpft sind, läßt sich nicht mit Sicherheit bestimmen.

An der Nordküste befindet sich innerhalb des Senkungsgebiets der Breccieformation an der östlichen Seite der Halbinsel Tjörnes ein isolierter Basalthorst. Ein großes Stück Basalt ist hier, obwohl von der Senkung beeinflußt, stehen geblieben, so daß die Basaltdecken hier eine Neigung von 4—5° gegen NW haben. An der östlichen, steilen Seite von Tjörnes ist der Basalt von Spalten zerklüftet und senkt sich stufenweise zur Niederung des Kelduhverfi hinab. Ebenso scheint der unterliegende Basalt im äußersten Teile der Fljótsheidi und in der Mündung des Laxártals zum Vorschein zu kommen, ist aber hier von mächtigen Doleritmassen bedeckt. Westlich vom Skjálfandi ist die Grenzlinie des Basalts, indem sich hier die Kinnarfjöll wie eine über 1000 m hohe Mauer steil aus dem Meere erheben, die Lagen sind in diesen Bergen meistens wagerecht, nur scheinen die obersten außerhalb Naustavík eine schwache Neigung einwärts zum Lande zu haben. Die Zunge zwischen dem Eyjafjördur und Skjálfandi ist im großen ganzen nicht größeren Bewegungen ausgesetzt gewesen, denn auch auf der Westseite bei Látraströnd sind die Basaltdecken wagerecht, so wie in Leirdalsheidi, Flateyjardalur und in Dalsmynni, wo Fnjóská quer durch die Berge bricht, nur nimmt man hier auf einem kleineren Stücke bei Thverá eine Neigung von 4—5° gegen O wahr. Beim Thorgeirsfjördur ist eine schwache Neigung gegen NW beobachtet worden, und auf einem Stücke im äußersten Gjögur sollen die Basaltlagen nach J. Hallgrimsson einen Fall von nahezu 60° haben, was doch seinen Grund in einer erheblichen lokalen Störung haben muß. Die ganze große Basaltscholle, welche das nördliche Island vom Skjálfandi bis zum Hrútafjördur bildet, ist bei weitem geringeren

Bewegungen und Störungen ausgesetzt gewesen, als der Basalt in anderen Teilen von Island, obwohl er doch viele Querrisse von S nach N aufweist, die später von der Erosion als Abflußrinnen benutzt wurden. Die Berge erreichen hier eine Höhe von 1000—1400 m und sind höher als das dahinter liegende innere Hochland; die gewaltige Basaltplatte ist von der Erosion vielfach zerschnitten worden und scheint ein übrig gebliebener Rest des Basaltplateaus zu sein, das während der tertiären Zeit weit über die Grenzen des heutigen Island hinausragte. In allen gebirgigen Halbinseln, welche sich hier in das Eismeer erstrecken, ist die Lage der Basaltdecken wagerecht oder beinahe wagerecht; an einzelnen Stellen ist jedoch eine schwache Neigung wahrzunehmen, wie im Olafsfjördur 2° nach dem Lande zu, in Oslandshlid 1—2° gegen W, und in der Halbinsel Heggstadanes beim Hrútafjördur 2° gegen S; auf Vatnsnes fallen ebenfalls die am niedrigsten gelegenen Basaltdecken an einigen Stellen 4—5° nach dem Lande zu ab; vermutlich beruhen jedoch alle diese Erscheinungen auf Störungen lokaler Natur. In den südlichsten Tälern des Nordlandes bemerkt man an einzelnen Stellen einen stärkeren Fall nach der Tuff-Formation in der Mitte des Landes zu, wie im Eyjafjördur bei Hólar, wo die niedriger gelegenen Basaltdecken bis ungefähr zur Mitte der Gebirgsabhänge eine Neigung von 4—5° nach S haben, während die darüber liegenden eine Neigung von 1—2° besitzen. Bei Goddalir fallen die Basaltdecken ebenfalls nach dem Lande zu ab, in Svinadalur haben die unteren eine Neigung nach N und NO, die oberen sind aber wagerecht; im Blöndudalur, oberhalb von Tungunes, finden sich gebrochene Lagen mit starker Neigung und am Thverárdalur eine Neigung von 5—6° gegen W. Diese Abweichungen von der gewöhnlichen, wagerechten Stellung der Lagen sind vielleicht nur lokaler Art. In den Tälern, welche sich am meisten in das Land hinein erstrecken, besonders in den Tälern des Skagafjords und im Blöndudalur sind mächtige Lagen von Tuff, Breccie und Konglomeraten über und zwischen den Basaltlagen. Im Austurdalur am Skagafjord finden sich Lagen von Surtarbrandur und Braunkohle, sowie etliche Pflanzenabdrücke im Ton, aber die allgemeinen, geologischen Verhältnisse sind hier noch ungenügend untersucht. Sonst wird das Surtarbrandur sehr selten im Nordlande angetroffen. Wie wir sehen, ist die Basaltmasse des Nordlandes gegen O von der Bruchlinie des Bárdartals und gegen W wahrscheinlich von einer Bruchlinie über dem Hrútafjördur und den glazialen Vulkanen auf Tvidægra bis Ok begrenzt; im Hrútafjord befinden sich ebenfalls warme Quellen wie in mehreren anderen Tälern des Nordlandes, welche auf vorhandene Spalten im Felsenboden hinweisen, und darauf, daß die Täler sich auf ursprünglichen Rissen in der Basaltscholle gebildet haben. Am äußersten Rande von Skagi zwischen Skagafjördur und Húnaflói trifft man auf Bildungen jüngeren, vulkanischen Ursprungs, die leider noch sehr wenig untersucht und deren Beziehungen zur Tektonik des Landes daher unbekannt sind. Die Grenze der Basaltscholle wird gegen S, wie bereits erwähnt, von neueren glazialen und vulkanischen Massen gebildet. In mehreren Tälern des Nordlandes sind Spalten im Basalt, sowie unbedeutendere Dislokationen, immer mit der Richtung S—N vorhanden, derartige habe ich im Eyjafjördur, Svarfadardalur und Skagafjördur, beobachtet. Das lange und breite Tal, welches sich von dem letzten Fjord hinauf erstreckt, steht ohne Zweifel in Verbindung mit alten Bruchlinien, die durch Reihen warmer Quellen bezeichnet sind.

Die nordwestliche Halbinsel ist ausschließlich aus Basaltdecken aufgebaut, die anfänglich horizontal gewesen, aber jetzt durch mehrere Dislokationen aus ihrer ursprünglichen Stellung gebracht worden sind. Fast über die ganze Halbinsel werden in der Mitte der Gebirge Tonlagen mit Surtarbrandur, bisweilen mit Pflanzenversteinerungen, angetroffen, und dieses Niveau des Surtarbrandur beweist, daß die Basaltmassen von Bruchlinien zerstückelt worden sind. Die Neigung der Basaltdecken ist nicht erheblich und beträgt fast

an der ganzen Küste 3—5° gegen SO; demnach fallen die Decken auf der westlichen Seite der Halbinsel zum Lande und auf der östlichen Seite zum Meere ab. Eine Ausnahme von dieser Regel habe ich nur am Steingrímsfjord gefunden, wo die Basaltdecken vom Gilsfjord und weiter nördlich eine Neigung von 4—5° nach NO haben, aber nördlich vom Steingrimsfjord tritt wiederum die vorige Neigung gegen SO auf; der Steingrimsfjord scheint eine muldenförmige Einsenkung zu sein. Dächte man sich, daß von Stigahlid bis zum Gilsfjord eine ungestörte, ununterbrochene Reihe von Lagen mit der Neigung von 3—5° gegen SO vorhanden wäre, so würde die Mächtigkeit der Basaltformation enorm sein, welche in diesem Falle viele abgesonderte Schichten von Surtarbrandur in verschiedenen Niveaus einschließen würden, was aber kaum denkbar ist; dagegen scheinen große Brüche in der Basaltscholle bedeutende Verwerfungen der Stücke hervorgerufen zu haben. Die größte Bruchlinie in diesem Teile des Landes scheint sich in einem Bogen längs der nördlichen und östlichen Küste des Isafjardardiúps bis zum Beginn des schmalen Isafjords, quer über die Gebirge zu den innersten Verzweigungen des Arnarfjords und zum Tálknafjord zu erstrecken. Diese Bruchlinie ist durch eine Reihe warmer Quellen gekennzeichnet; sowohl an der östlichen Küste des Isafjords sind bei Nauteyri und Laugaból warme



Schematisches Profil von Stálfjall bis Stígahlíd.



Von Gilsfjördur bis Bjarnarfjördur über Steingrímsfj. Von Bildudalur bis Brjámslækur.

—— Surtarbrand × Warme Quelle.

Quellen vorhanden, wie sich auch längs der westlichen Küste und auf Reykjanes auf der westlichen Seite der Mündung [1]) des Isafjords warme Quellen in großer Menge vorfinden. Der innerste Teil des Isafjords macht eine Biegung gegen SW, und die Bruchlinie scheint sich von hier quer über das Hochland nördlich von der Thingmannaheidi und Hornatær, hohen Gebirgen oberhalb des Vatnsfjördur, die steil nach N abfallen, fortzusetzen; am Reykjarfjördur, einer der südlichen Verzweigungen des Arnarfjords sind ebenfalls warme Quellen vorhanden, sowie auf der Fortsetzung derselben Bogenlinie bei Dufansdalur und im Tálknafjord beim Gehöft Laugardalur. Demnach zeigt es sich, daß diese warmen Quellen eine bogenförmige Linie vom Isafjord bis zum Tálknafjord verfolgen. Auf beiden Seiten dieser Bruchlinie fallen die Basaltdecken und die Surtarbrandsschichten gegen SO ab, und letztere bestätigen ebenfalls, daß ein Bruch vorhanden sein muß. Auf einer Linie von Brjámslækur bis zum Fossfjördur (SO—NW) steigen die Basaltdecken und Surtarbrandsschichten schräg gegen NW, und der Surtarbrandur tritt auf dieser Linie in Lækjardalur in einer Höhe von 171 m an die Oberfläche, im Vadaldalur 201 m hoch und bei Hestmúli 400 m hoch, darauf folgen jähe Abstürze nach dem Arnafjördur zu und beim Fossfjördur tritt der Surtarbrandur wieder auf der anderen Seite des Bruches hervor, ist hier bis zur Nähe des Meeres gesenkt und wird am weitesten südlich im Thernudalur (137 m hoch) und etwas weiter nordwestlich im Dufansdalur (167 m) gefunden; von hier heben sich die Surtarbrandschichten wiederum gegen NW. Dieselben Verhältnisse wiederholen sich in einem Profil von Skor bis zum Tálknafjördur; unterhalb des Stálfjall tritt der Surtarbrandur wieder am Meere in einer Höhe von 2—3 m an die Oberfläche und steigt darauf

[1]) Vgl. Th. Thoroddsen, Fra Vestfjordene i Island. (Geogr. Tidskr. IX, S. 159 f.)

gegen Nordwest in Landbrot bis zu 201 m, und im Raknadalsfjall zwischen dem Patreksfjördur und Tálknafjördur bis zu 450 m ü. M. hinan.

Aller Wahrscheinlichkeit nach ist diese Bruchlinie vom Isafjord bis zum Tálknafjord nicht die einzige. An den nördlichen Verzweigungen des Arnarfjords und bei Dynjandi im Mosdalur gibt es warme Quellen, welche sich ebenfalls gerade gegenüber im Mjóifjördur im Heydalur beim Beginn dieses Fjords vorfinden, sowie einige lauwarme Bäche an der östlichen Seite des Fjords, und im Laugardalur westlich vom Mjóifjördur; ferner sind tiefe Spalten gegen NO in den Gebirgen im Mjóifjördur, Vatnsfjördur und Skötufjördur vorhanden, so daß also die Wahrscheinlichkeit vorliegt, daß sich auch hier eine bogenförmige Bruchlinie befindet. Über Surtarbrandlagen ist bei den Fjorden Dyrafjördur und Önundafjördur sehr wenig bekannt, aber in den äußersten Spitzen am Isafjardardjúp, wo ich den Surtarbrandur am Súgandafjord und an der Bolungarvík untersucht habe, trifft man auf ähnliche Verhältnisse, die Surtarbrandschichten fallen gegen SO, und steigen nach dem Meere zu an, wo sie bei Botn im Súgandafjord eine Höhe von 131 m, bei Gil in der Bolungavík 158 m und in Stigahlid 240 m erreichen. In der äußersten Spitze des Westlandes, nördlich von den Jökulfirdir scheinen die Basaltdecken und der Surtarbrandur wenig gestört zu sein, obwohl doch vielleicht eine unbedeutende Neigung nach NO vorhanden ist. Wo die Surtarbrandformation hier beobachtet wurde, befand sie sich überall in gleicher Höhe über dem Meere (100—150 m) am nördlichsten Fundort, bei Sandvík, etwas niedriger, 80 m hoch.

Wie bereits erwähnt, fallen die Surtarbrandschichten auf beiden Seiden des Steingrimsfjord nach dem Fjord zu ab. Auf Reykjanes bei Reykhólar haben Basaltdecken und Surtarbrandschichten noch die Neigung nach SO, aber dieselbe verändert sich bei dem Garpsdalur, wo der Basalt von dort nach NO zum Steingrimsfjord abfällt. Möglicherweise ist diese Neigung einem bogenförmigen Bruche über Trjekyllisheidi bis Reykjarfjördur zuzuschreiben, wo sich viele warme Quellen auf Spalten in der Richtung von SW nach NO befinden. Auf der wilden und zerrissenen Halbinsel zwischen dem Steingrimsfjord und Reykjarfjord sind viele warme Quellen (Kleifar, Bjarnarfjördur und Kaldbaksvík) sowie große Brüche im Gebirge, z. B. im Bjarnarfjördur und Svansgjá in Kaldbakur vorhanden; am letzteren Orte ist eine steile ca 600 m hohe Basaltspitze quer durchgespalten und mit dieser Spalte scheinen mehrere andere Risse parallel zu gehen; ebenso sind im Kaldbaksdalur und an anderen Orten große Spalten vorhanden. An der westlichen Seite des Gilsfjördur, auf Skardströnd, zwischen Skard und Fagridalur, tritt der Surtarbrandur am Meere, direkt am Ufer hervor, so daß es sich auch hier zeigt, daß der Gilsfjord durch eine Senkung im Felsenboden entstanden ist. An der Küste nördlich vom Bjarnarfjördur kommt der Surtarbrandur äußerst selten vor und kann deshalb nicht als Wegweiser mit Rücksicht auf die Tektonik dieser Gegenden dienen.

Die Nordküste der Bredebucht scheint ebenfalls in der Vorzeit durch ähnliche, bogenförmige Brüche zerklüftet gewesen zu sein, namentlich sind die Landschaften an den Fjorden zwischen Brjámslækur und Thorskafjord in dieser Hinsicht sehr instruktiv. Die sechs nächsten Fjorde innerhalb Brjámslækur sind einander sehr ähnlich. Außerhalb derselben ist die Bredebucht mit Inseln und Scheren übersät und hat eine Tiefe von nur 12 bis 15 m, dahingegen sind die Fjorde bedeutend tiefer. An den Mündungen sämtlicher Fjorde befinden sich mehr oder weniger entwickelte Brücken aus kleinen Inseln und Scheren, innerhalb welcher die Fjorde bis 170 m tief sind. Die Fjorde sind sämtlich sehr schmal, und einige von ihnen gleichen, von den Gebirgen aus gesehen, gewaltigen Spalten. An einigen Stellen finden sich, parallel mit den Fjorden, an den Gebirgsabhängen alte, mit Rasen bewachsene Risse und terrassenförmige Brüche, namentlich am Skálmarfjord,

Kvígindisfjord und Kollafjord. Aber es sind nicht allein mit den Fjorden parallellaufende Spalten, sondern auch innerhalb des Beginns derselben offene und geschlossene Spalten senkrecht auf der Fjordrichtung vorhanden. Die Gebirge zwischen den Fjorden sind bedeutend höher als das dahinter befindliche Land, aber die Neigung der Basaltdecken ist in allen gleich, 3—5° gegen SO. Am Beginn des Vattarfjördur finden sich mehrere Spalten mit der Richtung N 60° W, die Kanten der größten sind eisgeschrammt; große Spalten kommen außerdem im Gebirge westlich vom Vattardalur mit der Richtung N 70° W vor, und offene, quer zur Talrichtung laufende Spalten sind ferner im Arnarbýlisdalur, bei Hella und im Vatnsdalur vorhanden. Große Brüche mit der Richtung gegen NO werden in den Gebirgen angetroffen, und hier und da haben sich Streifen Landes zwischen die Spalten gesenkt. Warme Quellen, welche an Spalten ähnlicher Richtung geknüpft zu sein scheinen, kommen auf Bardaströnd bei Kross, bei Hellur innerhalb Brjámslækur und auf Laugaland am Thorskafjord vor. Eine Anzahl warmer Quellen bei Reykhólar scheinen an Spalten von S nach N geknüpft zu sein. Mehrere ältere, in diesen Gegenden befindliche Gänge haben die Richtung nach NO. In der Nähe dieser Fjorde befinden sich kolossale Steinhaufen, von Bergstürzen herrührend, die kaum auf andere Weise als durch Erdbeben losgerissen werden konnten. Terrainverhältnisse und vieles andere sprechen dafür, daß hinter diesen schmalen Fjorden ebenfalls alte bogenförmige Dislokationslinien liegen, von denen wiederum radiale Spalten nach dem Breidifjördur hinabführen.

Der Breidifjördur ist, wie schon früher erwähnt, ein Senkungsgebiet; auf der Nordseite fallen die Basaltdecken sämtlich zur Bucht hinab, und die aus Basalt bestehenden Inseln sind augenscheinlich Überbleibsel einer gesenkten und zerbrochenen Landscholle; auf einigen der südlichen Inseln, wie Hrappsey, fallen die Basaltdecken nach NW ab, auf anderen, sowie den nördlichen, haben die Basaltdecken eine Neigung von 4—5° nach S und SW. Auf etlichen Inseln finden sich warme Quellen, sogar einige auf dem Meeresboden. Die Basaltdecken in der Gebirgszunge zwischen Hvammsfjördur und Gilsfjördur scheinen eine ungestörte, beinahe wagerechte Lage, höchstens mit schwacher Neigung nach N oder NW zu haben. Svínadalur ist wahrscheinlich eine Grabensenkung, die dieses Hochland von dem übrigen Lande trennt; Kennzeichen von Dislokationen sind an den Gebirgsabhängen im Svinatal sichtbar, und unmittelbar südlich vom Sœlingsdalur befindet sich eine warme Quelle. Eine Dislokation an der äußersten Felsenspitze der Landzunge, Klofningur, dem Gehöft Hnúkur gegenüber, zeigt eine erhebliche Senkung in der Unterlage des Breidifjördur. Bedeutende Surtarbrandschichten treten auf dieser Halbinsel im Küstenrande am Gilsfjördur auf einem niedrigeren Niveau, als das südlich vom Hvammsfjördur befindliche, an die Oberfläche.

Snæfellsnes, südlich vom Breidifjördur, ist ein schmaler Horst zwischen zwei Senkungsgebieten; das Rückgrat der Landzunge besteht aus Basalt, der auf verschiedene Weise von Dolerit, Konglomeraten und Breccien gedeckt ist, auch sind viele Einlagerungen von Liparit vorhanden[1]). Der Bau dieser Landzunge ist ziemlich verwickelt aber noch nicht genügend untersucht. Die Lage der Basaltdecken in Snæfellsnes scheint an den meisten Stellen wagerecht und ungestört zu sein; an der Nordseite tritt der Basalt in Bergspitzen aus den deckenden Konglomeraten und Breccien an die Oberfläche; die ganze Südseite hat einen regelmäßigen Bau, Einschnitte oder Täler fehlen fast gänzlich an den steilen Gebirgsabhängen, die aus wagerechten Basaltdecken mit geringeren Lipariteinlagerungen aufgebaut sind; an einzelnen Stellen kommen doch einige lokale Störungen, wie z. B. bei Lýsuskard[2])

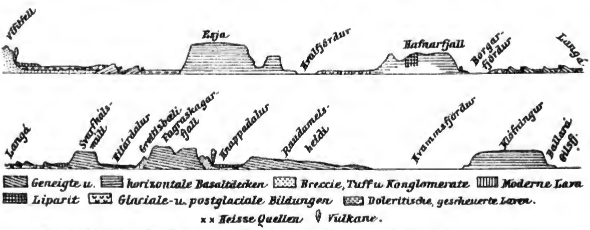
[1]) Th. Thoroddsen, Geologiske Jagttagelser paa Snæfellsnes og i Omegnen af Faxebugten i Island (Bihang till K. svenska Vetensk. Akad. Handlingar, Bd. XVII, Afd. II, Nr. 2). Stockholm 1891.
[2]) A. a. O. S. 14.

vor. Je mehr man sich Snæfellsjökull nähert, je mehr nehmen die jüngeren Breccie-, Konglomerat- und Lavabildungen zu, aber bis zu der Bucht bei Fródá tritt der Basalt doch überall an der Küste hervor, worauf er sich zum Niveau des Meeres senkt; unterhalb der Felsenspitze Enni, westlich von der Olafsvik, welche hauptsächlich aus Konglomeraten besteht, treten dicht am Meere im westlichsten Teile des Gebirges einige Basaltlagen mit östlicher Neigung an die Oberfläche. Der äußerste Teil des Basalthorsts von Snæfellsnes, unter dem großen Vulkan, Snæfellsjökull, scheint sich sehr gesenkt zu haben, so daß die Basaltunterlage, welche sich sonst in einer Höhe von 600—800 m ü. M. befindet, hier bis



zum Niveau des Meeres hinabgesunken ist. Bei Fródárheidi scheint ebenfalls ein Querbruch vorhanden zu sein, der durch viele kohlensäurehaltige Quellen und die Vulkane Mælifell und Búdaklettur bezeichnet wird. Die Möglichkeit ist auch vorhanden, daß der Snæfellsjökull in der Nähe des Schneidepunktes zwischen dem nördlichen Bruche des Faxaflói und einer Bruchlinie längs der Nordküste von Snæfellsnes, die von Skardströnd bis Rif führt, gelegen ist. Auf dieser Linie sind sichtbare Dislokationen im Basalt mit einer Sprunghöhe von 200—300 m vorhanden, und auf derselben Strecke befindet sich ebenfalls auf dem Meeresboden die früher besprochene, gewaltige Grabensenkung Kolluáll, welche eine Länge von 75 km und eine Breite von 9 km besitzt. Die Einwohner berichten, daß sich in den steilen Rändern der Kolluáll auf dem Meeresboden Lava findet, auch sind hier größere Stücke Obsidian aufgefischt worden. Etliche von den Felsenspitzen zwischen den Fjorden an der nördlichen Seite von Snæfellsnes, sind von der Gebirgskette durch tiefe Niederungen getrennt, die möglicherweise von Bruchlinien und Senkungen bedingt sind.

Daß das Gebiet des Faxaflói ein Kesselbruch ist, gelang mir bereits 1890 nachzuweisen. In der früher erwähnten, isolierten Bergmasse Esja, sowie auf der Skardsheidi, die durch Niederungen von dem inneren Hochlande getrennt ist, liegen die Basaltdecken durchgehend wagerecht, wohingegen die Decken in den vielen Gebirgsarmen und Felsenspitzen, die nördlich von Esja einen Halbkreis um die Faxebucht und das Flach-



Schematisches Profil von Vifilfell bis Gilsfjördur. *Maßstab: Länge zur Höhe = 1:5.*

land Mýrar bilden, überall ein schwaches Gefäll (3—5°) nach dem Lande zu haben; die Richtung des Gefälls scheint sich gleichmäßig nach dem Streichen des halbkreisförmigen Bruchrandes zu verändern. Westlich vom Hnappadalur beginnt die Gebirgskette von Snæfellsnes mit ihren wagerechten Basaltdecken, deren Abfall sich jedoch plötzlich auf der westlichen Seite des Hnappadalur verändert, wo ein Bruch quer hinüber zum

Hvammsfjördur zu sein scheint; warme und kohlensäurehaltige Quellen, Vulkane und ähnliche Erscheinungen deuten darauf hin. In der Niederung Mýrar, welche von mächtigen Torfbildungen bedeckt ist, kommen an unzähligen Stellen kleinere Basalthügel aus dem Moore hervor. In diesen Hügeln fallen die Basaltdecken in derselben Richtung wie in den Gebirgen, welche die Niederung begrenzen, ab, nur ist der Fall in den Hügeln gewöhnlich bedeutend größer (10—15°). Der in den Gebirgen am Hredavatn zwischen den Basaltdecken befindliche Surtarbrandur, hat eine Höhe von nahezu 300 m ü. M., während die Surtarbrandur in den nahegelegenen Stafholtskastali, wo er in einem Basalthügel in der Niederung vorkommt, nur eine Höhe von 20—30 m ü. M. erreicht. Demnach scheint hier ein bedeutender Bruch vorhanden zu sein. Der Surtarbrandur bei Emmuberg auf Skógarströnd befindet sich nur 54 m ü. M., was auf einen Abfall des Surtarbrandur, dem der Basaltdecken nach dem Hvammsfjord zu entsprechend, deutet; jedoch können auch in der wenig bekannten, dazwischen liegenden Gebirgsstrecke Dislokationen stattgefunden haben, von denen man noch nichts weiß.

Die Vulkane im südlichen Island sind an Spalten von SW nach NO geknüpft, während die meisten Vulkane im nordöstlichen Teile von Island an Spalten gebunden sind, die ungefähr die Richtung von S nach N verfolgen. Anders verhält es sich mit den Vulkanen am Faxaflói; auf der Halbinsel Reykjanes, die aus Tuff und Breccie besteht, ziehen sich unzählige Krater in vielen parallelen Linien durchgängig in nordöstlicher Richtung quer über die Halbinsel. Die Vulkane am östlichen und nördlichen Teile der Faxaflói sind an Spalten im Basalt geknüpft, welche andere Richtungen verfolgen, als die, welche sonst in Island bekannt sind; die Richtungen dieser Kraterspalten ordnen sich in einem Bogen um das Tiefland von Faxaflói. Auf der südlichen Seite von Snæfellsnes liegen mehrere Krater in einer, mit der Gebirgskette parallel laufenden Reihe, oder ungefähr von O nach W. Offene Spalten in derselben Richtung sind hier z. B. bei Ellidatindar vorhanden, und auf der Vatnsheidi nördlich von diesem Berge findet sich ebenfalls eine große Spalte quer über die Gebirgskette. In diesen Gegenden bei der Faxaflói sind eine Menge warmer Quellen, ich habe über 50 einzelne Quellengruppen mit mehreren hundert besonderen Wasserlöchern untersucht. Die warmen kochenden Quellen stehen in enger Beziehung zur Tektonik des Landes, sie befinden sich sämtlich in geringer Höhe über dem Meere und sind besonders an Bruchlinien zwischen dem Hochland und Tiefland geknüpft. Südlich vom Esja finden sich, wie bereits erwähnt, viele warme Quellen bei den gesenkten, kleinen Basaltgebirgen, sowie nördlich vom Skardsheidi in der Niederung bei den kleinen Basalthügeln, die gesenkte Stücke der zerbrochenen Landplatte zu sein scheinen. Die allermeisten warmen Quellen werden jedoch in den Tälern angetroffen, die sich vom Borgarfjördur aufwärts erstrecken, besonders Lundareykjadalur, Reykholtsdalur und Hvítárdalur. Früher hat man aus dem Vorhandensein der Quellen die Schlußfolgerung gezogen, daß die Täler durch Spalten oder Senkungen entstanden seien, aber die nähere Untersuchung hat ergeben, daß dem nicht so ist. Die Täler scheinen sich in keiner Weise von den gewöhnlichen Erosionstälern zu unterscheiden, die Spalten, auf denen sich die Quellen befinden, treten so deutlich im Reykholtstal und Hvítátal an die Oberfläche, daß es unmöglich ist, zu verkennen, daß alle quer zur Richtung der Täler laufen; auch sind an den Gebirgsabhängen deutliche alte Bruchlinien mit gleicher Richtung vorhanden, so daß diese Quellen und Spalten, den Vulkanen gleich, in einem Bogen um die Niederung von Faxaflói geordnet sind. Deutliche Querbrüche in den Gebirgen, welche dieselbe Richtung wie die Quellenspalten verfolgen, sind u. a. im Reykholtsdalur, bei Kleppholtsreykir und anderweitig vorhanden, ferner in Grjótháls und bei Langavatn, wo alle diese Brüche quer zu den Tälern laufen und im Halbkreis geordnet, die Niederung umgeben. An den unteren Teilen

der Basaltgebirge lassen sich die Brüche leicht erkennen, weil die Vegetation Schutz in den Rissen findet, und man den Lauf der schmalen grünen Streifen an den Bergabhängen, die keine Rücksicht auf die Skulptur der Oberfläche und die gewöhnlichen Erosionswege nehmen, verfolgen kann. An einzelnen Orten sind jedoch Bruchlinien parallel mit den Tälern beobachtet worden, wie im Svinadalur südlich von der Skardsheidi. Ob die Quellen im Hnappatal in Verbindung mit einem Querbruch der Gebirgsmassen stehen, ist unsicher. Kohlensäurehaltige Quellen, deren es zehn bis elf gibt, sind nur auf Snæfellnes oder in unmittelbarer Nähe davon, vorhanden, wie die Quelle bei Raudimelur, welche an dieselbe Bruchlinie von O nach W, wie die Vulkane, geknüpft zu sein scheint; eine Ausnahme scheinen jedoch die Quellen bei Fródárheidi zu machen, die nicht nur in der Niederung, sondern auch hoch oben im Gebirge gefunden werden, vielleicht sind dieselben, wie schon früher angedeutet, an einen Querbruch bei dem Vulkan Mælifell gebunden.

Im Gebiet der Breccieformation mitten im Lande sind Senkungen und Spaltenbildungen noch weit vorherrschender; Spalten und Kraterreihen, terrassenförmige Abfälle und Grabensenkungen sind hier ganz allgemein, und an einzelnen Stellen ist das Land meilenweit dermaßen von Spalten zerklüftet, daß es beinahe unmöglich ist, zu Fuß oder zu Pferde vorwärts zu dringen. An der vulkanischen Halbinsel Reykjanes ist der unterliegende Basalt bei der Faxaflói am tiefsten gesenkt. Wie schon erwähnt, wird Basalt in den kleineren Gebirgen in Mosfellssveit gefunden, ebenso bestehen die Inseln außerhalb teilweise aus Basalt, der auch vereinzelt in der Umgegend von Reykjavík, dicht am Meeresrande unter Dolerit und Tuff vorkommt, aber darauf vollständig auf der Reykjanes verschwindet, also muß hier die zerbrochene Basaltplatte tief unter das Niveau der Meeresfläche gesunken sein. Die Halbinsel besteht fast ausschließlich aus Tuff und Breccie, die von gescheuerten Doleritströmen und modernen, basaltischen Laven gedeckt sind. Ursprünglich ist Reykjanes sicher ein zusammenhängendes Plateau gewesen, das durch Senkungen und Brüche von SW nach NO in viele Streifen zerteilt ist, was in den vulkanischen Gegenden in Island eine gewöhnliche Erscheinung ist. An jedem Gebirgsabhang entlang, auch oft auf dem flachen Lande, sowie auf dem Rücken der Gebirgsketten, finden sich viele Kilometer lange Reihen kleiner Krater, von denen große Lavaströme ausgeflossen sind. Die vielen Vulkane auf Reykjanes habe ich schon früher besprochen, jedoch sind auf dieser Halbinsel offene Brüche in großer Menge, klaffende Spalten in den Lavaströmen, Grabensenkungen und Terrassenbrüche vorhanden, sämtlich in gleicher Richtung mit den Kraterreihen. Hier finden sich mehrere parallele offene Lavaspalten, welche sich von der südwestlichen Spitze der Halbinsel aus nach NO mit einer Länge von mehr als 30 km hinziehen. Nordöstlich von Kaldá und Helgafell befinden sich ebenfalls offene Sprünge mit langen, gesenkten Streifen Landes dazwischen, die sich in einer Länge von 12—15 km nach Ellidavatn zu erstrecken. Auf Reykjanes, wie an vielen anderen Orten im Tuffgebiet liegen die Bruchlinien so dicht aneinander, daß sie nicht immer leicht zu unterscheiden sind, oder daß festgestellt werden könnte, welche von ihnen die größte Bedeutung in bezug auf die Tektonik und Skulptur der Landschaft habe. Zwei vulkanische Hauptlinien (nebst einer Menge kleinerer paralleler Sprünge) scheinen jedoch von größter Bedeutung auf der Halbinsel zu sein, von denen die eine von Selatangar über Núphlídarháls, Trölladyngja und Undirhlídar sich bis zu einem glazialen Vulkan auf der Mosfellsheidi hinzieht und vielleicht eine Fortsetzung der Bruchlinie Súlur—Ok ist. Die andere Linie geht über die Brennisteinsfjöll am Vífilsfell nach Hengill, am Thingvallasee entlang bis zu Skaldbreid. Diese Linie ist bis Hengill, einer Perlenschnur gleich, mit Kratern besetzt, und von dort an ist die Bruchlinie häufig offen und tritt an die Oberfläche. Wie schon früher erwähnt ist, zieht sich eine offene, vulkanische Spalte, die große Lavaströme ausgegossen hat, zum

Hengill südlich von Nesjavellir hinauf und setzt sich längs der westlichen Seite des Thingvallasees fort, wo die Berge steil zum See abfallen, der hier dicht am Lande sehr tief ist, worauf sie durch Almannagjá, die weltbekannte große offene Spalte, hinauf zum Armannsfell weitergeführt wird, in derselben Richtung befindet sich der Vulkan Skjaldbreid; weiter östlich liegen Hrafnagjá und eine Kraterreihe bei Tindaskagi, und wie bekannt, hat sich das Land zwischen den Spalten Hrafnagjá und Almannagjá tief gesenkt; ein Stück Landes von 60—70 qkm zwischen diesen Spalten hat sich 30—50 m gesenkt, und während des heftigen Erdbebens 1789 senkte es sich $^2/_3$ m. Diese letzteren Bruchlinien lassen sich weite Strecken hin verfolgen, während die meisten vulkanischen Spalten nur stückweise, oft von vielen anderen parallelen Sprüngen begleitet, an die Oberfläche treten, obwohl sie wahrscheinlich von zusammenhängenden, langen Bruchlinien im Innern der Erde herrühren. Dieselbe Beobachtung macht man bei dem Verfolgen alter Gänge in der Palagonitformation, wo sie oft auf kurzen Strecken an die Oberfläche kommen, während die von ihnen ausgefüllte Spalte tiefer in der Erde bedeutend länger im Zusammenhang ist. Kraterreihen und Vulkane, östlich vom Thingvallasee, wie Lyngdalsheidi, die Kraterreihen bei Klausturhólar und Hlödufell, liegen wahrscheinlich auf einer langen, zu den ersteren parallelen Spalte, was sich aber nicht mit Sicherheit bestimmen läßt, da offene Sprünge nur auf kurzen Strecken vorkommen. In der Verlängerung dieser vermuteten Linie finden sich gegen SW eine Menge warmer Quellen bei Reykir, sowie der Vulkan Selvogsheidi, der gesenkt ist und sich von dem nördlicheren Vulkan Heidin há durch viele offene Spalten von SW nach NW getrennt ist. Zwischen den Hauptlinien auf der Halbinsel Reykjanes sind eine große Anzahl kleinerer Bruchlinien und Senkungen vorhanden, u. a. Lágaskard, wo Staffelbrüche mit Kraterbildungen vorkommen. Gegen NO liegt auf derselben Linie zwischen Langjökull und Hofsjökull der große Vulkan Strýtur, sowie einige glaziale Vulkane; daß diese Vulkane dieser Bruchlinie angehören, ist wahrscheinlich, kann aber noch nicht direkt bewiesen werden; die Vulkane gehören dem Dyngja-Typus an, weshalb eine event. Spalte an der Oberfläche nicht sichtbar ist, wenn sie überhaupt existiert. Die heißen Quellen auf Hveravellir und in Beljandatungur scheinen am ehesten an Sprünge mit nordnordwestlicher Richtung geknüpft zu sein, was mit den Bruchlinien des Nordlandes übereinstimmt.

Das südlichste Tiefland (4000 qkm) ist ein gesenktes Terrain, von steilen Tuff- und Brecciegebirgen, den abgebrochenen Rändern des inneren Hochlandes, begrenzt; es ist das für Erdbeben gefährlichste Gebiet in Island und soll an anderer Stelle näher besprochen werden. In der Niederung und längs ihrer Bruchränder finden sich viele warme Quellen. In den Randgebirgen und aufwärts nach dem Innern zu werden dieselben Spaltenrichtungen, SW nach NO, wahrgenommen. Die größten offenen Spalten, Staffelbrüche und Dislokationen kommen im Thjórsárdalur vor. Der Berg Búrfell ist mitten durch von einer großen, offenen Spalte nebst vielen kleineren gespalten; von der Spitze des Berges Búrfell konnte ich (1888) die Fortsetzung dieser Spalte weit hinauf zum Hochlande östlich vom Stangarfjall verfolgen, und mehrere Spalten mit gleicher Richtung waren in Fossalda und anderweitig sichtbar. Der Gebirgsabhang von Fossalda, Hrunid, ist unterhalb des großen Wasserfalls in langen Streifen zerklüftet, die vom Gebirgsrande terrassenförmig nach O hinabgesunken sind; einige dieser Streifen weisen wiederum querlaufende Sprünge auf. Die Spalten haben eine ähnliche Richtung wie die Stromklüfte, und würden, in gerader Linie fortgesetzt, zu der warmen Quelle bei Reykholt führen. Die Struktur der Gegend Hreppar, westlich vom Thjórsárdalur, welche aus vielen kleinen Gebirgen und parallelen Tuffrücken besteht, scheint ebenfalls mit den südwest-nordöstlichen Bruchlinien in Verbindung zu stehen; hier sind gleichfalls warme Quellen an Spalten derselben Richtung

gebunden. Betrachtet man den Rand des Hochlandes vom Laugardalur bis Eysti-Rangá, erhält man im ganzen genommen den Eindruck, daß diese Spaltenrichtung den Grundplan für die Formen des Terrains bildet, und daß der ursprüngliche Felsenboden in lange Streifen zerklüftet ist. Nirgendwo ist es doch so in die Augen fallend, wie auf dem Terrain der Hekla. Die Hekla selbst ist ein kolossaler Tuffrücken mit einer Kraterkluft von SW nach NO, welche den ganzen Rücken der Länge nach zerspaltet; in paralleler Richtung erstrecken sich viele kürzere und längere Gebirgszüge aus Tuff und Breccie, zwischen welchen die Niederungen mit Lavaströmen und Kraterreihen gleicher Richtung angefüllt sind. Die Lavafelder der Hekla weisen ebenfalls viele Sprünge auf, unter anderen fließt auch einer derartigen Spalte der Vestri-Rangá in der Nähe von Svínhagi entlang. In der Landschaft Landsveit sind ebenfalls große Spalten mit gleicher Richtung in der Lavaunterlage vorhanden, sowie auch viele neue, teilweise kolossale Spalten mit anderen Richtungen während des Erdbebens 1896 entstanden; der größte derselben hat die Richtung N 10° W. und ist 15 km lang; er zerspaltet alle Höhen und Felsen in gerader Linie ohne Rücksicht auf Terrainverhältnisse; bei Flagbjarnarholt hat der Sprung eine Breite von 4 m, und an vielen Stellen haben sich auf demselben Erdfallslöcher von 2—6 m im Durchmesser in der Erde gebildet. Die Ränder der Spalte sind verschiedenartig gesunken, so daß bisweilen der östliche, zuweilen der westliche der höhere ist. Große Sprünge mit der Richtung N 10° O. zerspalten den 347 m hohen Skardsfjall. Bei Arnes befindet sich eine ältere Spalte (N 30° O.), aus der heiße Dämpfe aufsteigen, bei Fellsmúli kommen Risse mit der Richtung N 45° O. u. a. m. vor. Während der Erdbeben 1896 entstanden in dem südlichen Flachlande zahlreiche Sprünge von SW nach NO, sowie von SO nach NW, auf Skeid sind ebenfalls sehr große alte Spalten [1]) vorhanden.

Nordöstlich von der Hekla in der vulkanischen Gegend am Torfajökull sind die neueren basaltischen Ausbrüche an Spalten von SW nach NO geknüpft, wie eine 3—4 km lange Spalte bei den Raudfossafjöll von SW nach NO, sowie die Kraterreihen von 1878 bei Krakatindur u. a. m. Aber hier kommen ebenfalls große offene, senkrecht auf den anderen befindliche Spalten vor mit der Richtung SO—NW, die eher an die liparitischen Ausbrüche (Sudurnámur) geknüpft zu sein scheinen, in Sáta ist auch eine basaltische Ausbruchsspalte von SSO nach NNW vorhanden. Die zahlreichen, schmalen Tuffketten, welche sich vom Torfajökull aufwärts nach dem Vatnajökull hin erstrecken, verfolgen ebenso wie die Flußläufe und Seen die Richtung nach NO, so daß wahrscheinlich auch hier die gewöhnliche Richtung der Spalten den Terrainverhältnissen ihren Charakter verliehen hat. Ebenso sind die vielen Vulkane bei den Veidivötn augenscheinlich an dieselben Spaltensysteme geknüpft; obwohl viele der dortigen Kratergruppen den Charakter von Explosionskratern besitzen, beweist jedoch die ca 10 km lange, offene Kraterspalte bei den Seen Fossvötn, welche den großen Krater, in welchem der See Tjaldvatn liegt, zerklüftet, daß die gewöhnliche Spaltenrichtung nach NO auch hier tiefer in der Erde die herrschende sein muß. Mehrere noch wenig bekannte Kraterreihen weiter draußen in den Lavawüsten scheinen ebenfalls dieselbe Richtung zu verfolgen.

Von den Ausbruchsöffnungen der beiden großen Vulkane Eyjafjallajökull und Katla, die unter den Eismassen des Mýrdalsjökull begraben liegen, sowie von ihren Beziehungen zur Tektonik der Umgegend ist wenig bekannt. Daß diese beiden Vulkane untereinander in Verbindung stehen, läßt sich durch ihre wechselseitigen Beziehungen während der Ausbrüche in den Jahren 1821—23 vermuten, indem sie gleichsam durch eine rhythmische

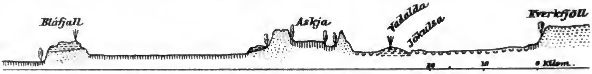
---

[1]) Eine Menge Messungen von Spaltenrichtungen auf dem Gebiet der Erdbeben sind in meinem Buche »Landskjálftar á Islandi, Kopenhagen 1905, S. 73—79, verzeichnet.

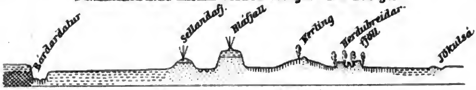
Bewegung abwechselnd Dampfwolken ausstießen. Nördlich vom Mýrdalsjökull tritt die allgemeine Spaltenrichtung deutlich genug hervor, indem hier die gewaltige Vulkanspalte Eldgjá sowie die Kraterreihe des Laki die Richtung von SW nach NO verfolgen. Weiter östlich auf der südlichen Küste scheinen sich die Spaltenrichtungen zu verändern, indem die Vulkane an Spalten von S nach N gehend gebunden sind, jedoch sind die größten Vulkane unter Eis begraben und entziehen sich deshalb der Beobachtung. Die Tuffrücken verfolgen in diesen Gegenden durchgängig die Richtung von S nach N, ebenso die Kraterreihen auf dem eisfreien Lande, die Kraterreihe Bunuhólar bei Sida hat die Richtung N 7° O., und Raudhólar am Rande des Vatnajökull, nördlich vom Fljótshverfi hat die Richtung von S nach N. Der äußerst tätige Vulkan bei den Grimsvötn, östlich von Hágöngur, liegt unter Eis begraben, und der Öræfajökull ist mit Gletschern bedeckt. Die Vulkane Kverkfjöll liegen in gerader Linie nördlich vom Öræfajökull, und in der Mitte zwischen diesen beiden befindet sich der mit Schnee bedeckte vulkanische Berg »Vatnajökull Housie«, so daß diese drei Vulkane aller Wahrscheinlichkeit nach an dieselbe Spalte geknüpft sind, obwohl es nicht direkt bewiesen werden kann. Die Kverkfjöll sind von einer gewaltigen Kluft mit steilen 200—300 m hohen Seiten, durch welche sich ein Gletscher hinabzieht, von S nach N gespalten. Der alte, mit Eis bedeckte Vulkan Snæfell (1822 m) in der Nähe des nördlichen Endes des Vatnajökull, ist von einer mit Liparit angefüllten Spalte mit nordnordöstlicher Richtung zerklüftet, ebenso verfolgen die vielen Tuffrücken, welche den Snæfell mit dem Vatnajökull verbinden, die Richtung von S nach N. Im Kverkhnúkarani befinden sich zahlreiche Krater zwischen Breccie- und Tuffgipfeln, anscheinend mit der Richtung gegen NNO, jedoch sind diese schwierig zugänglichen Vulkane noch sehr wenig bekannt. Die Krater am Dyngjujökull, von denen das Lavafeld Holuhraun stammt, scheinen die Richtung von S nach N zu verfolgen.

In der Lavawüste Odádahraun, welche große Areale nördlich vom Vatnajökull bedeckt, treten die vulkanischen Spaltensysteme sehr deutlich zutage, die Spalten des Südlandes von SW nach NO erstrecken sich bis hier hinauf, an der südwestlichen Ecke des Vatnajökull vorbei, aber im übrigen ist die Spaltenrichtung von S nach N die überwiegende. Im Schneidepunkt dieser beiden Arten von Bruchlinien befindet sich in den Dyngjufjöll der größte Vulkan auf Island, die Askja. Durch die ganze Lavawüste am Mývatn vorbei zum Meerbusen Skjálfandi erstreckt sich vom Vonarskard bis zum Meere ein regelmäßiger Bogen von zerstückelten Plateaubergen und kleineren parallelen Tuffrücken, an welchen die vulkanischen Spalten und Ausbrüche gebunden sind. Auf beiden Seiten dieses Gebirgsbogens haben große Senkungen stattgefunden, auch haben die Ebenen auf beiden Seiten annähernd dieselbe Höhe und senken sich gleichmäßig vom Vatnajökull nach dem Meere zu. Die Neigung ist jedoch größer zum Skjálfandi hinab, so daß der westliche Teil der Landscholle, zwischen den Strömen Skjálfandafljót und Jökulsá dadurch eine windschiefe Neigung zum Meerbusen Skjálfandi hinab erhält, was dadurch noch deutlicher hervortritt, daß die abgebrochenen Gebirge westlich vom Bárdardalur sich so hoch und steil von dem am meisten gesenkten Flügel erheben. Alle Vertiefungen in diesen Gegenden sind mit Lava angefüllt, und die Spalten in der Erde, welche die Lavaströme hervorgebracht haben, finden sich mit ihren Kraterreihen fast immer parallel zu den emporstehenden Seiten der Gebirgsreihen, die man als die Bruchränder der übrig gebliebenen Horste ansehen kann; an einzelnen Stellen ist das dünnflüssige Magma an einem Punkte aufgehäuft worden und hat Lavakuppeln gebildet, welche die Tuffrücken, an deren Seiten die Laven hervorgebrochen sind, teilweise verhüllen. Die vorerwähnte, bogenförmige Anordnung der emporstehenden Gebirgsketten in diesem Teile des Landes scheint durch die beiden Spaltensysteme verursacht zu sein. Vom Gœsavötn aus erstreckt sich eine Vulkanlinie von SW

nach NO nach den Dyngjufjöll hin, auf deren westlichen Seite das Land nicht unbedeutend gesunken ist, so daß der nach O abfallende Dyngjuháls sich wie eine steile Wand von den Lavafeldern im W der Trölladyngja abhebt[1]). Auf dieser Bruchlinie hat sich die Lavakuppel Trölladyngja gebildet, ebenso befinden sich auf dem Dyngjuháls mehrere parallele Kraterreihen, und eine Kraterspalte erstreckt sich vom Trölladyngja aus in der Richtung



Schematisches Profil von Kverkfjöll bis Bláfjall.



Von Bárdardalur bis Jökulsá.

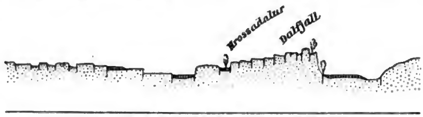
Glaciale od. alluviale Bildungen *Moderne Lava* *Praeglaciale Lava* *Palagonit Breccie*
Basalt V *Glaciale Vulkane* *Moderne Vulkane.*

der vulkanischen Senkung im südöstlichsten Winkel der Askja, wo sie die südnördlichen Spalten trifft. Die nordöstlichste Spalte wird durch Kraterreihen bis zur Kollótta Dyngja weitergeführt, woselbst sie auch von südnördlichen Spalten gekreuzt wird. Bei dem Ausbruch der Askja 1875 entstanden in der Oberfläche, ungefähr in südnördlicher Richtung, große Spalten, die über 80 km nach N verfolgt werden können; auf diesen Spalten fanden damals gleichfalls, sowohl östlich vom Ketill als auch in der Sveinagjá heftige Ausbrüche statt. Dem Ausfluß der Lavaströme aus den Spalten der Sveinagjá gingen Explosionen in der Askja voraus, eine Erscheinung, welche in ähnlicher Weise schon früher auf Island beobachtet worden ist. Die Ausbrüche der beiden Vulkane scheinen miteinander in Verbindung gestanden zu haben, da man eine Wechselwirkung an den beiden Hauptausbruchsstellen wahrnehmen konnte. Am 3. Januar 1875 spieen die südlichen Krater in der Askja, am 18. Februar die mittelsten Krater in der Sveinagjá, am 10. März die nördlichen Krater ebendaselbst, am 29. März fanden die gewaltigen Bimssteinausbrüche aus dem nördlichen Krater der Askja statt, und am 4. April bildeten sich die südlichen Krater in der Sveinagjá. Im östlichen Teile des Odádahraun und am Mývatnsöræfi finden sich eine unzählige Menge Spalten und Senkungen von S nach N, sowie zahlreiche Kraterreihen, von denen die wichtigsten auf der geologischen Karte angegeben sind. Bei den Herdubreidarfjöll befinden sich eine Menge Krater, sowie nördlich und westlich von diesen Bergen unzählige Spalten; eine hier befindliche Senkung zwischen zwei senkrechten, 30—50 m hohen Wänden hat eine Länge von ca 15 km, und eine Breite von 1 km; eine ähnliche Senkung (Fjallagjá) findet sich bei Hrossaborg und eine andere nördlich von Sveinagjá. Dieselben Verhältnisse wiederholen sich hier, schmale Landstreifen haben sich zwischen parallelen Spalten, mit der Richtung von S nach N gesenkt.

Die Umgegend des Mývatn ist sehr reich an Explosionskratern, Kraterreihen, offenen Spalten, geschlossenen Rissen und staffelbruchförmig gesunkenen Landstreifen. Eine 35 km lange Kraterlinie, die sich vom Bláfjöll bis zum Gæsadalsfjöll von S nach N erstreckt, ist von mir früher besprochen worden; viele kürzere Kraterreihen kommen auf parallelen Spalten, sowie offene Spalten im Námufjall und anderweitig vor. In den Lavaströmen östlich vom Mývatn sind

[1]) Näheres über die Geologie dieser Gegenden, mit Profilen und Karten kann in meiner Abhandlung: »Vulkane im nordöstlichen Island« in Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. Wien 1891, S. 117—45, 245—89, und in Geogr. Tidskr. 1905/06, gelesen werden.

viele tiefe und breite Klüfte von S bis N vorhanden, von denen die Stóragjá bei Reykjahlid die bekannteste ist. Die Spalte besitzt an einigen Stellen eine Breite von 5—10 m, an anderen ist sie so schmal, daß man über dieselbe springen kann, und stellenweise ist sie ganz zusammengefallen; die Tiefe beträgt meistens 10—15 m, an einigen Stellen findet sich auf dem Boden warmes Wasser; die Spalte zieht sich mit einer Länge von 5½ km zum Hlidarfjall hinauf. Parallel zu derselben finden sich drei oder vier andere offene Spalten, von denen die eine ca 14 km lang ist. Östlich von der Kraterreihe des Leirhnúkur finden sich ebenfalls offene Spalten in gleicher Richtung, ungefähr S—N, unter anderen die sogenannte Grjótagjá. Das ganze Terrain zwischen dem Hlidarfjall und Dalfjall ist von zahlreichen Verwerfungsspalten durchschnitten, so daß die Berge in schmale Streifen von S nach N zerspalten sind; auf diesen Bruchlinien sind an einigen Stellen Laven hervorgequollen und es haben sich einzelne Krater gebildet. Vom Hlidarfjall hat man einen guten Überblick über dieses ganz zerklüftete Terrain, dessen Spalten meistens älter sind als die Ausbrüche in den Jahren 1724—30. Bei dem Berge Hlidarfjall ist der westliche Rand der Spalten höher, indem sich das Land zwischen diesem Berge und dem Dalfjall gesenkt hat. Eine einzelne Spalte wurde beobachtet, welche die anderen durchschnitt und sich nach den Seen Slí gegen SW hinabzog. Westlich vom Mývatn sind ebenfalls alte Spalten vorhanden, unter anderen wurde auf dem Hólasandur eine alte grasbewachsene Spalte, 1884, beobachtet, die sich vom Lambafjöll bis zur Laxá mit einer Länge von nahezu 20 km zu erstrecken schien; der westliche Rand dieser Spalte ist ebenfalls höher. Höchst wahrscheinlich bezeichnet Laxárdalur auch eine alte Bruchlinie. Bei Thverá wurde 1882 eine recht erhebliche Dislokation zwischen Doleriten auf der Westseite, sowie Doleriten und Tuffen auf der Ostseite wahrgenommen. Südlich vom Mývatn sind unter anderen in der Nähe vom Gígarhóll zwischen den Bergen Sellandafjall und Bláfjall ebenfalls Spalten vorhanden.



Schematisches Profil über Dalfjall, die parallelen Brüche zeigend.

Am meisten zerrissen sind die Gegenden nördlich vom Mývatn, Reykjaheidi und Kelduhverfi; gegen O sind dieselben von der großen Kluft der Jökulsá begrenzt, die sich vom Dettifoss mit einer Länge von 20 km zum Ás hinabzieht, und eine durch Erosion erweiterte Spalte zu sein scheint. Gegen W wird das Terrain von dem Basalthorst der Halbinsel Tjörnes, sowie von den Tuffgebirgen, welche sich einwärts zum Laxárdalur erstrecken, begrenzt. Am zahlreichsten sind die Spalten im Lavaterrain Reykjaheidi selbst und im westlichen Teile des Kelduhverfi. Nördlich von den Bergen Hrútafjöll findet sich eine Lavapartie (Gjástykki), welche dermaßen von parallelen Spalten zerklüftet ist, daß sie jedes Vorwärtsdringen für Menschen und Tiere unmöglich macht; nur an einer einzelnen Stelle kann man auf großen Umwegen über das zerspaltene Lavafeld gelangen. Bei den Bergen Lambafjöll und Theystareykjafjöll sind Spalten und Solfataren vorhanden, und von dem Kuppelvulkan Theystareykjabunga erstrecken sich mehrere Spalten nördlich, von denen einige mit einer Reihe von trichterförmigen Löchern an die Oberfläche treten. Die Richtung des Kraters Stóra-Víti vom Theystareykjabunga aus schien fast südlich zu sein (S 3° O). und die Hauptaxe des letzgenannten länglichen Kraters ging genau in derselben Richtung. Demnach sind diese Vulkane auf einer Spalte von S nach N entstanden. Auf der Hochebene Reykjaheidi scheint die mittelste Partie, auf welcher sich die Vulkane befinden, am meisten gesenkt zu sein, bei den Hrútafjöll ist die östliche Wand der Spalten am höchsten,

bei den Lambafjöll die westliche. Das südlichste Gehöft in der Niederung Kelduhverfi, Undirveggur, befindet sich unter einer senkrechten Felsenmauer, welche die westliche Seite einer Spalte bildet, deren östliche abgesunken ist. In der Nähe sind in den Lavaströmen unzählige Spalten vorhanden, zwischen denen an vielen Stellen Senkungen stattgefunden haben. Die größte Anzahl von Spalten befinden sich zwischen den Vikingavatn und Fjöll. Einige unter ihnen heben sich als lange, schnurgerade Felsenwände ab, weil die eine Seite hinabgesunken ist; zuweilen sind die Spalten auf langen Strecken offen, aber hier und da zusammengefallen. Blickt man in eine solche Spalte hinab, so sieht man nichts anderes als einen finsteren Abgrund mit Ausnahme einiger Stellen, wo sich Eis und Schnee oder Wasser auf dem Boden derselben befindet. Die Tiefe der Spalten ist sehr verschieden, bei einzelnen sind Leute, die hinabgelassen wurden, um, wie es häufig geschieht, ein verunglücktes Schaf heraufzuholen, 20—30 Faden (38—57 m) tief gelangt, ohne daß sie den Boden erreichten. Wo die Lava mit Humus bedeckt ist, zeigen die Spalten sich häufig als Vertiefungen oder Rinnen mit einem frischeren und üppigeren Pflanzenwuchs, als die Umgebungen aufweisen, weil die Pflanzen dort besseren Schutz finden. Daher heben sich diese Rinnen in der Landschaft als grüne Streifen ab. Diese vielen Risse und Sprünge in der Lava haben ungefähr eine nordnordöstliche Richtung, die östlicher zu werden scheint, je mehr man sich den Gebirgen auf Tjörnes nähert. In den steilen Bergabhängen von Basalt, innerhalb des Gehöftes Fjöll, finden sich gleichfalls mehrere parallele Spalten mit ähnlicher Richtung wie die der Lavaspalten, woraus unter anderen hervorgeht, daß die Spalten Senkungen im Untergrunde selbst zuzuschreiben und nicht an die Lavaströme gebunden sind. Ein großer Sprung in der Lava westlich vom Vikingavatn hatte die Richtung N 26° O, die Spalte Gudfinnugjá in der Nähe des Gehöftes Fjöll N 37° O. In der östlichen Kelduhverfi haben die Spalten meistens die Richtung von S nach N, ebenso die gewaltige Spalte, durch welche die Jökulsá in die Niederung hinabströmt. Hier befindet sich ebenfalls die bekannte große, hufeisenförmige Einsenkung Ásbyrgi [1]). Ebenso sind östlich von der Jökulsá, besonders auf der sogenannten Tunguheidi gewaltige Senkungen und Spaltungen vorhanden; die Landschaft ist von unzähligen Spalten zerklüftet, die jedoch zwei Systemen anzugehören scheinen, ältere Spalten mit der Richtung von S nach N und jüngere mit etwas nördlicherer Richtung. Die Kraterreihen bei Borgir verfolgen die Richtung N 24° O, während die auf Hólasandur, welche sich nach Kvennsödull hin erstrecken, die Richtung N 6° O haben. Die Kraterreihe Raudhólar im Innern der Melrakkasljetta hat die Richtung N 36° O. Die nordsüdlichen Spalten auf der Tunguheidi werden durch die Höhenzüge, auf der Ostseite des Axarfjördur fortgesetzt, wo viele lange Spalten vorhanden sind. Zwei große Spalten erstrecken sich von S nach N, vom Skinnastadur aufwärts zum Sandfellshagi, von denen die westlichere etwas östlicher zu gehen scheint, während die andere eine direkt nördliche Richtung verfolgt; mehrere kleinere parallele Spalten finden sich auch in den Anhöhen oberhalb der Ansiedlung. Dieselben Spalten kann man noch an der Westküste der Melrakkasljetta in Núpasveit im Felsenboden verfolgen, wo sie jedoch ein wenig nach W abweichen. Die größte von ihnen erstreckt sich von dem Berge Valthjófstadafjall bis gegen Raudinúpur hin, wo sie zwischen Kílsnes und Grjótnes verschwindet; sie hat bei einer Länge von 25 km die Richtung N 15° W, an einzelnen Stellen ist die Spalte zusammen gefallen und undeutlich zu erkennen, an anderen ist sie durch eine längliche, grasbewachsene Vertiefung und durch Reihen von Erdfallslöchern angegeben, meistens aber tritt sie als eine klaffende Spalte zutage. Ein anderer parallel laufender Sprung findet sich bei Snarta-

[1]) Th. Thoroddsen: Eine Lavawüste im Innern Islands. (Pet. Mitt. 1885, S. 294.)

stadir, und infolge der Senkung des westlichen Flügels, bilden die beiden Spalten zwei nebeneinander liegende Terrassen, die zuletzt auf einem Kiesfeld bei Leirhafnarskörd verschwinden. Axarfjördur zeigt sich ebenso wie die Bucht Skjálfandi als ein ausgeprägtes Senkungsgebiet. Auf der östlichen Seite des Jörfi, dem nördlichsten Ausläufer des Leirhafnarfjöll, wurde ebenfalls eine Spalte mit der Richtung N 14° W, beobachtet. Die 15 km lange Senkung Blikalónsdalur, welche nach dem Meere zu ungefähr in der Mitte auf Sljetta ausmündet, verfolgt die Richtung N 10° W. Die Richtung der Senkung Veggir westlich von Hóll auf dem Hólsfjöll habe ich nicht messen können, sie soll aber die Richtung von S nach N haben. Auf beiden Seiten der Berge Thistilfjardarfjöll haben unzweifelhaft bedeutende vertikale Bewegungen in der Vorzeit stattgefunden, obwohl hier keine offenen Spalten zutage treten; jedoch fand ich an der östlichen Seite des Tales südlich von Sveinungavík eine unbedeutende Dislokation; in diesen Gebirgen liegen die Tuffschichten wagerecht, haben aber infolge der Senkung eines Felsenblocks eine Neigung von 40° nach O erhalten. An den beiden Fjorden Thistilfjördur und Axarfjördur sind Erdbeben häufige Erscheinungen. Wie schon erwähnt, ist die Grenze zwischen Basalt und Tuff südwestlich vom Thistilfjördur nicht deutlich in der Oberfläche angegeben, auch sind in den langen Bergketten von jüngerer Tuffbildung östlich in der Jökulsá noch nicht offene Sprünge, Kraterreihen und ähnliche Erscheinungen wahrgenommen, aber die Richtung der Bergketten selbst weist auf die südnördliche, als die vorherrschende im Nordlande hin.

Wir haben schon früher die nordwestliche Grenze zwischen Tuff und Basalt nördlich vom Langjökull und Hofsjökull erwähnt. Leider sind hier die Verhältnisse unaufgeklärt, da Bruch- und Grenzlinien unter glazialen Massen, doleritischen Laven, Torf und Alluvien verborgen sind. Die Bruchlinie, welche sich über Ok nach dem Sljettafell und dem Hrútafjördur hinzieht, ist bereits früher besprochen worden, jedoch sind die Bruchlinien bei dem Langjökull sonst von SW bis NO vorherrschend, und gerade am westlichen Ende des Langjökull, wo diese Bruchlinien sich kreuzen, ist die vulkanische Tätigkeit sowohl früher als auch in der Gegenwart sehr gewaltsam gewesen. In diesen Gegenden kommen offene Spalten gewöhnlich nicht vor, jedoch fand ich 1898 eine derartige auf Tvidœgra in der Nähe von Urdhœdir, welche ich 2 km weit verfolgte, worauf sie in Sümpfen verschwand, sie hat die Richtung N 30° W und muß neu sein, da sie nur durch lose Massen führt und trotzdem nicht zusammengefallen ist; die glazialen Bildungen sind hier mächtig und ich fand nirgends festen Felsen in der Spalte, deren westlicher Rand an mehreren Stellen um 2 m niedriger war als der östliche. Diese Spalte scheint sich den Bruchlinien, welche über Ok und Sljettafell zum Hrúdarfjördur führen, anzuschließen. Im Jahre 1874 entstand auf der Stórisandur in der Nähe von Grettishœd ebenfalls in losem Schutt eine sehr tiefe und mehrere Kilometer lange Spalte mit der Richtung nach NO, die sich demnach den Spalten und Kraterreihen des Langjökull anschließen muß. Bei dem Hafrafell findet sich eine Kraterreihe mit der Richtung SW—NO. Nordöstlich von dieser erhebt sich der Eiriksjökull, wahrscheinlich eine uralte Vulkanruine, worauf dieselbe Richtung von den großen Staffelbrüchen und Kraterreihen im Abhang des Balljökull, welche den gewaltigen Lavastrom Hallmundarhraun ausgegossen haben, weitergeführt wird. Die in diesen Gegenden sehr ausgebreiteten doleritischen Laven stammen wohl ebenfalls zum größten Teile vom Langjökull, teilweise vielleicht vom Eiriksjökull.

Bei dem Hofsjökull finden sich nur zwei moderne Lavaströme, der Illahraun gegen S und der Lambahraun gegen N, der Ursprung der ersteren ist noch unbekannt, während der Lambahraun sich bei dem Ásbjarnarfell unmittelbar zum Rande des Gletschers selbst fortsetzt, so daß die Krater sicher unter dem Eise liegen oder von den Gletschern fortgefegt sind. Große Areale in der Umgegend sind mit gescheuerten, doleritischen Laven

bedeckt, die unzweifelhaft von Ausbruchsstellen im Hofsjökull stammen, die gegenwärtig mit Eis bedeckt sind. Das Bárdartal, die größte Bruchlinie des Nordlandes, weicht gegen SW nach dem nordöstlichen Winkel des Hofsjökull zu ab, aber die Fortsetzung der Bruchlinie ist nicht sichtbar, da sie von losen, glazialen Massen bedeckt ist. In den Bergen Laugalda und Laugahnúkur, sowie anderen kleineren Bergspitzen am Rande des Hofsjökull wurden verschiedene, undeutliche Merkmale von glazialen, vulkanischen Phänomenen beobachtet. Hier sind ebenfalls warme Quellen, an Spalten mit der Richtung N 25° W gebunden, vorhanden, welche die anderen, östlicher gelegenen vulkanischen Spalten kreuzen.

Aus der vorangehenden Übersicht der isländischen Vulkan- und Bruchlinien, sowie aus der beifolgenden Kartenskizze wird man ersehen, daß die ursprüngliche, große und dicke Basaltscholle in der Mitte durchgebrochen ist nach den Linien SW—NO, und S—N, welche einen Bogen quer über das Land bilden. Gleichzeitig hat die Basaltplatte des Nordlandes Querbrüche (S—N und SSO—NNW) einwärts nach dem vulkanischen Bogen zu erhalten. Die große Basaltmasse des Nordlandes ist stehen geblieben, während der gesenkte Flügel der vulkanischen Brecciepartie abgebrochen ist. Die Partie zwischen dem Meerbusen Skjálfandi und den Skagafjördur scheint ein mächtiger Horst zu sein, der weniger verschoben und gesenkt worden ist, als die westlicheren Halbinseln des Nordlandes. Der gesenkte, mittlere Teil innerhalb der Tuff-Formation, ist der Hauptsitz des neueren Vulkanismus von der Mitte des Pliocän an durch die Eiszeit bis zur Gegenwart, sowie hier auch alle großen modernen Vulkane, Kraterreihen, offene, klaffende Spalten und Solfataren liegen. Die Sprünge, welche den im Nordlande übriggebliebenen Basalthorst durchsetzen, sind fast stets geschlossene Brüche oder Verwerfungen, die jedoch im Relief deutlich hervortreten und häufig von warmen, alkalischen Quellen begleitet sind, auf denen aber weder Vulkane noch Solfataren gefunden werden.

Außer diesen großen, quer über das Land führenden Brüchen, haben bogenförmige Brüche, eine Art von Kesselbrüchen, vom Meere in den Rand der Basaltscholle hineingegriffen, und diese Dislokationen haben bereits am Schlusse des Miocän begonnen. Wir haben gesehen, wie die nordwestliche Halbinsel von bogenförmigen Dislokationen durchklüftet ist, und daß der Breidifjördur, sowie der Meerbusen Faxaflói Senkungsgebiete sind, die von Bruchlinien begrenzt werden; hier ist der Basalt viel tiefer hinabgesunken, und das Magma wurde durch die Spalten um Faxaflói herum hinaufgepreßt. Ein ähnliches Senkungsgebiet ist das südliche Flachland, wo die tektonischen Bewegungen in Form von Erdbeben viel heftiger auftreten als am Faxaflói, aber am Breidifjördur und auf der nordwestlichen Halbinsel sich nicht mehr zu äußern scheinen.

2. Erdbeben.

Die Erdbeben stehen in sehr enger Beziehung zur Tektonik des Landes, und obwohl vulkanische Ausbrüche fast immer von Erderschütterungen begleitet sind, ist es nicht ersichtlich, daß die meisten und größten Erdbeben auf Island mit Vulkanen in Verbindung stehen. Ich habe in einem besonderen Buche und mehreren Abhandlungen alles zusammengefaßt, was man bisher über die isländischen Erdbeben aus früheren Zeiten und der Gegenwart weiß, weshalb ich mir erlaube, diejenigen, welche sich dafür interessieren, auf diese Arbeiten [1]) zu verweisen, weil hier kein Platz für eine eingehendere Besprechung vorhanden ist, nur

[1]) Landsskjálftar á Íslandi. Kopenhagen 1905. — Oversigt over de islandska Vulkaners Historie. Kopenhagen 1882. — Jordskælv i Islands sydlige Lavland, deres geologiske Forhold og Historie. (Geogr. Tidsskr. XIV, S. 93—113; XV, S. 93—121.) — Geologiske Jagttagelser paa Snæfellsnes. Stockholm 1891, S. 57—60. — Vulkaner i det nordöstlige Island. Stockholm 1888, S. 53—55. — Das Erdbeben in Island im Jahre 1896. (Pet. Mitt. 1901, S. 53—56 m. K.)

will ich einige allgemeine Bemerkungen über die verschiedenen Gebiete der Erdbeben hinzufügen.

Das südliche Tiefland ist, wie bereits erwähnt, ein Senkungsgebiet, das zum größten Teile von einem Kreise steiler Tuff- und Brecciegebirgen mit dazwischenliegenden Basalt- und Doleritdecken umgeben ist. Die Niederung hat am Schlusse der Eiszeit unter dem Meere gelegen, und mehrere Lavaströme, größtenteils von Ausbruchsstellen oben im Hochlande stammend, sind später zum Tieflande hinabgeflossen. Dieses Flachland ist in historischer Zeit wiederholt von heftigen Erschütterungen heimgesucht worden, die Menschenleben und Eigentum großen Schaden zugefügt haben. Wenn Ausbrüche in der Hekla oder anderen in der Nähe liegenden Vulkanen, die an Spalten von SW nach NO gebunden sind, vorkommen, sind sie häufig von Erderschütterungen, wenn auch verhältnismäßig schwachen, in diesen Gegenden begleitet. Während der heftigen, verwüstenden Erdbeben sind dahingegen die Vulkane immer untätig gebieben. Eigentümlich ist es für diese Erdbeben, daß sie meistens an einen Gürtel im Umkreis der Berge gebunden sind und schwächer in der Nähe der Küste auftreten. Dieser ganze Gürtel wird jedoch niemals gleich stark auf einmal in Bewegung gesetzt, sondern stückweise und es kann eine geraume Zeit zwischen der Erschütterung der einzelnen Teile verstreichen. Die Erdbeben gehen meistens von O aus und endigen im W, aber niemals, so weit bekannt, den entgegengesetzten Weg. Die Erdbeben werden kaum auf dem dahinterliegenden Hochland gefühlt, nur schwach in der Nähe der Niederung wahrgenommen; wenn Hunderte von Gebäuden auf dem Flachlande in Trümmer fallen, sind die leichtesten Steingebäude auf dem Hochlande unversehrt geblieben. Die einzelnen Teile der Niederung, welche bei dem Erdbeben 1896 erschüttert wurden, waren am 26. August Land und Rangárvellir (500 qkm), den 27. August Hreppar (160 qkm), den 5. September Holt, Flói, Skeid (770 qkm), den 8. September Ölfus (165 qkm), den 10. September Grimsnes (110 qkm)[1]). Die Erdbebenwellen gingen an den meisten Stellen von der Grenze des Hochlandes und den am stärksten bewegten Landesteilen aus und pflanzten sich zum Meere hinab fort; jeder Stoß war an ein begrenztes Gebiet geknüpft, das durch eine Menge eingefallener Häuser bezeichnet wurde. Bei älteren Erdbeben sind die Verhältnisse meistens ähnlicher Art gewesen, obwohl die Perioden in der Regel länger angehalten haben, wie die von 1784—89, 1732—34, 1630—33 u. a. m. Man hat historische Berichte von 34 heftigen Erdbeben auf dem südlichen Flachland, welche Verluste an Eigentum und Menschenleben aufzuweisen haben. Die südliche Niederung scheint ein Kesselbruch und die Erdrinde in unregelmäßig polygonale oder keilförmige Stücke zerteilt zu sein, was jedoch zu wenig untersucht und deshalb nicht sicher festgestellt ist; die Tektonik dieser Landstriche ist noch zu wenig bekannt und die Oberfläche ganz mit neueren Bildungen bedeckt. Ebenso weiß man nichts Sicheres über die unterseeischen Ausbrüche, welche von einigen Leuten in der Nähe von Vestmanneyjar während der Erdbeben 1896 bemerkt sein sollen. Hierbei kann erwähnt werden, daß von dem Vulkan Helgafell auf Vestmanneyjar seit ca 900 n. Chr. kein Ausbruch stattgefunden hat.

Die Gegend um den Meerbusen Faxaflói, besonders der südliche Teil derselben, ist ebenfalls von Erdbeben heimgesucht, welche jedoch hier selten stark und darum verhältnismäßig weniger Schaden anrichten. Am heftigsten sind immer die Bewegungen gegen SW auf der Halbinsel Reykjanes, besonders an der Bruchlinie, welche durch die südwestlichste Spitze der Halbinsel bei dem Leuchtturm zum unterseeischen Vulkan hinausführt, sowie in der Nähe von Krisuvík. Am 30. Mai 1879 traten die Erdbeben in der Nähe des Leuchtturmes sowie bei Krisuvík sehr heftig auf; am 28. Oktober 1887 waren die Erd-

[1]) Pet. Mitt. 1901, Taf. 5.

beben besonders heftig an der südwestlichsten Spitze von Reykjanes und es wurden an demselben Tage in der Nähe (in Hafnir) 40 kräftige Stöße gezählt; dieselben Erderschütterungen machten sich auch am Borgarfjördur bemerkbar. Am 13. Oktober 1889 erschütterten heftige Erdbeben die ganze Umgegend des Faxaflói, am heftigsten traten sie aber in der Nähe von Krisuvík auf, dahingegen sehr schwach am äußersten Ende der Halbinsel Reykjanes, aber weder nördlich von Snæfellsnes, noch südöstlich von den Bergen auf Reykjanes wurden diese Erschütterungen verspürt. Die Erdbeben um Faxaflói scheinen zu verschiedenen Zeiten an verschiedene Bruchlinien gebunden zu sein.

An der Nordküste, bei dem Meerbusen Skjálfandi, dem Axarfjördur und Thistilfjördur, zwischen den Bruchlinien des Bárdartals und Langanes, sind heftige Erderschütterungen in den Gegenden allgemein, wo die vulkanische Tuff-Formation ins Meer hinausragt. Es ist aber kaum anzunehmen, daß diese ganze Strecke ein zusammenhängendes, seismisches Gebiet sei, dazwischenliegende Horste scheinen es in zwei oder drei Partien zu trennen, welche doch in naher Verbindung untereinander stehen, so daß Erderschütterungen gleichzeitig auf zwei Erdgebieten wahrgenommen werden, obwohl weniger bewegliche Streifen Landes zwischen ihnen liegen. Die Umgegend der Bucht Skjálfandi wird häufig von starken Stößen erschüttert, die nicht nur an der Ostseite bei Húsavík, sondern auch an der Westseite, besonders in Flatey und in den Tälern südlich von dieser Insel vielen Schaden angerichtet haben. Am heftigsten wird die verhältnismäßig neue Partie zwischen der Bruchlinie des Bárdartals und dem Basalthorst von Tjörnes erschüttert. Die heftigsten Erdbeben auf diesem Gebiet fanden in den Jahren 1260, 1755, 1867/68, 1872 und 1884 statt. Während dieser Erdbeben sind zu beiden Seiten der Bucht große Spalten entstanden und viele Bauerngehöfte zerstört worden. Ebenso finden häufig Erdbeben in der Niederung am Beginn des Axarfjördur statt, die, wie schon früher erwähnt, von unzähligen Spalten zerrissen ist. In neuerer Zeit gehörte das Erdbeben vom 25. Januar 1885 zu den allerheftigsten. Die größte Macht entfaltete dasselbe an der westlichen Seite bei dem See Vikingavatn und Fjallahöfn, an der Ostseite des Basalthorstes Tjörnes, wohingegen die Erschütterungen an der Westseite von Tjörnes sehr schwach waren. In der Nähe von Vikingavatn entstanden eine Menge lange Spalten, deren westlicher Rand höher als der östliche war. Mehrere alte Lavarisse wurden abwechselnd erweitert und zusammengedrückt, auf den flachen Sandstrecken im W des Vikingavatn wurde der Sand in 50—60 Klafter hohen Säulen emporgeworfen; bei jedem Stoße begannen die Eruptionen im O und schritten gegen W fort, gleichzeitig bildeten sich Sandkrater, die gleich darauf zusammenfielen und verschwanden; diese Sanderuptionen dauerten etwa 15 Minuten. Am nächsten Tage fand man auf den Sandflächen große Löcher, deren größtes einen Umfang von 60—70 Faden hatte. Die Löcher waren zur Hälfte mit Wasser gefüllt und ihre steilen Seiten waren bis zum Wasser hinab 2 m hoch. Die Erdbeben traten zu gleicher Zeit ziemlich heftig am Thistilfjördur auf, wurden aber merkwürdigerweise auf der dazwischenliegenden Melrakkasljetta nicht gespürt. Bei der Niederung des Thistilfjördur treten Erdbeben ziemlich allgemein auf, ohne am Axarfjördur bemerkt zu werden, jedoch sind sie meistens schwach. In den Basaltgegenden an der Nordküste machen sich schwächere Erderschütterungen ab und zu bemerkbar, ohne daß hier von einem eigentlichen Erdbebengebiet die Rede sein könnte. Das heftige Erdbeben 1838, das einen großen Teil des Nordlandes erschütterte, hatte sein Zentrum in der Nähe des Siglufjördur, wahrscheinlich auf dem Meeresboden außerhalb der Küste.

Im Basaltgebiet der Ostküste und auf der nordwestlichen Halbinsel kommen keine Erdbeben vor, nur ganz vereinzelt werden schwache Erschütterungen von den vorhergenannten Erdbebengebieten bis dorthin verspürt. In historischer Zeit ist kein Erdbeben

bekannt, das hier seinen Ursprung gehabt hätte. Die isländischen Erdbeben sind sämtlich an die früher genannten Küstengebiete, die alle von Bruchlinien durchsetzt sind, gebunden; hier finden unausgesetzt neue Bewegungen auf den Bruchlinien statt, welche die Senkungsgebiete, die schon am Schlusse des Miocän in der Entstehung begriffen waren, begrenzen. Merkwürdigerweise finden außerhalb der erwähnten Erdbebengebiete im Innern Islands auf dem vulkanischen Tuff- und Brecciebogen quer über das Land, niemals Erdbeben statt, ausgenommen, wenn einer der vielen dortigen Vulkane Ausbrüche hat, und dann sind diese Erderschütterungen meistens schwacher Natur. Die eigentlichen, tektonischen Erdbeben sind an Tuffküsten gebunden, und die Bewegungen pflanzen sich vom Lande zur See hinaus fort. Durch Erdbeben hervorgerufene Fluten sind sehr selten, und nur vereinzelt haben dieselben Schaden auf der Insel Flatey bei dem Meerbusen Skjálfandi angerichtet. Einige Male sind Meererschütterungen wahrgenommen worden, die jedoch nicht das Land erreicht haben, wie z. B. am 1. September 1885 und am 24. Oktober 1895 auf dem unterseeischen Rücken, der von der Halbinsel Reykjanes nach SW führt.

Verschiedene isländische Erdbeben hatten einen sehr heftigen Charakter; so wurden bei dem Erdbeben 1896 in der südlichen Niederung 1309 Wohnhäuser und 2383 Stallgebäude zerstört, während 2768 bzw. 3242 sehr großen Schaden erlitten, eine Menge Spalten entstanden, von denen die größten 10—15 km lang waren. Die Berge »schüttelten sich wie Pudelhunde, die aus dem Wasser kommen«, so daß unzählige Bergstürze nach allen Seiten stattfanden; an einigen Orten konnte die Wellenbewegung der Erdrinde mit den Augen verfolgt werden, die Leute vermochten sich nicht auf offenem Felde aufrecht zu halten, sondern wurden hin- und hergeworfen, große Felsenblöcke, die in der Erde festgewachsen waren, wurden losgerissen, warme Quellen wurden verändert, einige verschwanden, andere traten an ihre Stelle; in Ölfus kam bei dem Erdbeben am 5. September 1896 ein neuer Geysir zutage, der Dämpfe und Steine 200 m hoch schleuderte, der Ausbruch währte nur kurze Zeit, am folgenden Tage sprudelte die Quelle nur in einer Höhe von 3—4 m und hatte in der Mitte des Monats ihre Tätigkeit gänzlich eingestellt: das bei dieser Gelegenheit entstandene Quellenbassin war 16 m lang und 8 m breit. Am 24. Juli 1897 war dasselbe Bassin mit Wasser von 70° Temperatur gefüllt. Andere isländische Erdbeben sind ungefähr mit gleicher Heftigkeit aufgetreten, wie z. B. die Erdbeben vom Jahre 1784, die sechs Monate nach dem Aufhören der Ausbrüche von den Lakis-Kraterreihen eintrafen, jedoch muß ich mit Rücksicht auf die Einzelheiten, diese und andere Erdbeben betreffend, auf die angeführten Schriften verweisen.

3. Islands geologische Beziehungen zu den nächstgelegenen Ländern.

Bekanntlich finden sich ungeheure Massen von Basalt und anderem vulkanischen Gestein, hauptsächlich durch Ausbrüche in der tertiären Periode hervorgebracht, auf einem Gürtel, der sich quer über den nördlichen Teil des Atlantischen Ozeans von Schottland bis nach Grönland erstreckt. Die tertiären Basaltplateaus von Irland und Schottland umfassen ein Areal von ungefähr 10000 qkm, die Inseln Faröer 1325 qkm, Island 104785 qkm, und an der Ostküste von Grönland nimmt der Basaltgürtel wahrscheinlich ein Areal von wenigstens 20000 qkm ein, worüber jedoch nichts mit Sicherheit bestimmt werden kann. Demnach umfassen die tertiären Basalte auf diesem Gebiet ein Areal von nahezu 140000 qkm; daß sie aber früher eine viel größere Ausdehnung gehabt haben, ist außer Zweifel und es ist wahrscheinlich, daß sie ein zusammenhängendes Terrain, und in diesem Falle mehrere Hunderttausend Quadratkilometer umfaßt haben.

Von allen diesen Basaltplateaus sind die in Großbritannien befindlichen, welche Sir Archibald Geikie[1]) so meisterhaft geschildert hat, am besten gekannt. Die dortigen tertiären, vulkanischen Terrains, welche früher sicher zusammengehangen haben, sind jetzt in drei größere Teile geteilt, das Arnimplateau im nordöstlichen Teile von Irland, die Insel Mull mit ihren Umgebungen und die Insel Skye. Diese Landesteile sind später durch Dislokationen und Erosion getrennt worden, und außerdem sind unzählige Gänge mit der Richtung nach NW vorhanden, die sich über ein Areal von 40000 engl. Quadratmeilen erstrecken. Die Basaltplateaus in Arnim sind jünger als die obere Kreide und besitzen eine Mächtigkeit von 1000 Fuß, auf Mull erreicht der Basalt eine Mächtigkeit von 3500 Fuß und ruht auf Kreide und Jura, und auf Skye ruht er mit einer Mächtigkeit von 2000 Fuß diskordant auf Jura. Daß diese Basaltplateaus sich früher viel weiter nach W, weit in das Meer hinaus erstreckt haben, hat Sir Archibald Geikie nachgewiesen. Er hat auf den Inseln Canna, Sandey und Eigg zwischen tertiären Lavaströmen Flußbetten von Strömen gefunden, die auf dem schottischen Hochlande entsprungen waren und von dort charakteristisches Gestein mit sich geführt haben. Diese Ströme müssen in der tertiären Zeit über ein Basaltplateau, das sich weit in die See hinaus erstreckte, geflossen sein, welches jetzt aber längst verschwunden und in die See hinabgesunken ist; auch sind in diesen Basaltplateaus beträchtliche Dislokationen (bis 1000 Fuß) beobachtet worden. Die irischen und schottischen Eruptionen scheinen im Eocän begonnen und sich durch das Oligocän bis in die erste Abteilung des Miocän fortgesetzt zu haben. Zum Schluß hat, gleichwie in Island, ein neues System von Gängen die vulkanischen Massen durchbrochen, ohne daß jedoch Merkmale vorhanden sind, daß dieselben Lavaströme, die auch später erodiert sein könnten, produziert hätten. Sir Archibald Geikie hat nachgewiesen, daß die Erosion auf dem tertiären Basaltplateau eine enorme Wirkung ausgeübt hat, und wahrscheinlich ist der größte Teil des ungeheuren, von Basaltgängen durchsetzten Terrains (außerhalb der eigentlichen Basaltflecken) früher von Basalt gedeckt gewesen. Das Plateau der Insel Mull soll durch Erosion wenigstens um 2000 Fuß niedriger geworden sein, und wenn wir annehmen, daß jährlich 1/6000 Teil eines Fußes durch Denudation von der Landoberfläche des westlichen Europa fortgeführt wird, hat diese Erosionsarbeit 12 Mill. Jahre[2]) in Anspruch genommen. A. Geikie deutet an, daß die jetzige Talbildung bereits in der tertiären Zeit begonnen hat und daß die Flüsse noch zum großen Teile in denselben Rinnen strömen[3]). Diese Plateaus haben im Äußern und Innern, im Großen und Kleinen eine erstaunliche Ähnlichkeit mit dem isländischen, tertiären Plateauland, an beiden Orten kommen dieselben Formen und Gesteine, intrusive Massen und Gänge von Gabbro, Granophyr und Liparit, Ton- und Tuffschichten mit tertiären Pflanzenversteinerungen zwischen den Basaltdecken usw. vor, nur fehlen hier die jüngeren, wahrscheinlich pliocänen Eruptionsserien, welche sich in der Mitte von Island finden, sowie die neueren Tuffe und Breccien, die doleritischen Lavaströme und die modernen Vulkane. Auf Island ist die vulkanische Tätigkeit ohne Unterbrechung unter denselben Formen bis heutzutage fortgesetzt worden.

Die Faröer[4]), welche bekanntlich ausschließlich aus Basalt bestehen, sind vermittels eines schmalen unterseeischen Rückens mit Schottland verbunden. Die Faröer sind unzweifelhaft Reste eines größeren Plateaulandes. Der Basalt besteht aus zwei Abteilungen

[1]) A. Geikie: The ancient volcanoes of Great Britain. London 1897, Bd. II.
[2]) S. St. II, S. 465.
[3]) A. a. O II, S. 456.
[4]) G. Forchhammer: Om Færöernes geognostiske Beskaffenhed. (Det danske Vidensk. Selsk. Skrifter 1824.) — James Geikie: On the Geology of the Færöe Islands. (Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Bd. XXX, Edinburgh 1880—83, S. 217—66.) — Amund Helland: Om Færöernes Geologi. (Geogr. Tidskr. IV, 1880, S. 149—79.)

über und unter der kohlenführenden Formation auf Suderö und Myggenæs. Die Kohle stammt aller Wahrscheinlichkeit nach aus derselben Periode wie der Surtarbrandur auf Island; Pflanzenüberreste, die sich bestimmen lassen, sind noch nicht gefunden worden. Zwischenlagen von Palagonittuff spielen nur eine untergeordnete Rolle; Gänge scheinen hier nicht so allgemein zu sein wie auf Island und Schottland. Die Basaltdecken haben ebenso wie auf Island, einen schwachen Fall (3—5°), und, wie Forchhammer bereits nachgewiesen hat, eine bassinförmige Ablagerung und bilden ein halbkreisförmiges Becken mit der Öffnung nach SO. Der Basalt hat eine sehr bedeutende Mächtigkeit, wahrscheinlich über 4000 m, und nirgendwo kommt die Unterlage zum Vorschein. Alte Dislokationen und Eruptionskanäle sind von Sir Archibald Geikie nachgewiesen worden. Die Faröer sind von Tälern, Fjorden und Sunden durchschnitten, die nach James Geikie und A. Helland größtenteils in einer präglazialen Zeit erodiert wurden, als das Land noch 60—100 m höher als jetzt war; die Erosion ist hauptsächlich dem Abfall der Basaltdecken nach SO gefolgt, und später haben die Gletscher die Arbeit fortgesetzt und die tertiären Täler weiter ausgemeißelt. Die Inseln haben ihre besondere Eisdecke gehabt, und James Geikie schlägt die Mächtigkeit der Eisdecke auf 22—2300 Fuß an; Eisschrammen laufen nach allen Seiten hin, und fremde Böcke fehlen gänzlich.

An der Ostküste von Grönland ist die Basaltformation sehr ausgedehnt aber noch wenig gekannt. Nach G. Amdrup[1]) reicht sie gegen S bis zum Fjord Kangerdlugsuak (68° N) und ruht vom Scoresby-Sund an weiter südlich, soweit beobachtet ist, auf Gneis und Granit. Die Basaltformation lehnt sich aufwärts an das große Gneisplateau von Grönland, bei den Nebenfjorden des Scoresby-Sund nimmt sie nach innen zu ab und füllt die Niederungen in dem darunterliegenden Lande aus. Schwärme von Basaltgängen sind an mehreren Stellen im Gneis vorhanden, wo dieser nicht vom Basalt gedeckt ist, was ebenso, wie das Vorkommen der Gänge in Schottland, auf eine größere Ausdehnung des Basalts in der Vorzeit, sowie auf eine erhebliche Erosion deutet. Auf der Nordseite von Scoresby-Sund ruht der Basalt bei Hurry Inlet auf Juraschichten mit Tierversteinerungen, unter dem Jura befanden sich Schichten mit rhätischen Pflanzenversteinerungen, und auf dem Basalt gelbe Sandsteinlagen[2]). Der Basalt scheint hier jedoch intrusiv zu sein. Zwischen den Basaltdecken am Kap Dalton fand die dänische Expedition nach Ostgrönland 1900 tertiäre Lagen mit marinen Versteinerungen[3]). Die zweite deutsche Polarexpedition[4]) fand nördlich von der Mündung des Franz-Joseph-Fjords am Kap Franklin Basalte, und von dort setzt sich die Basaltformation wie eine Einfassung längs der Küste, ab und zu von Fjorden und Sunden unterbrochen, bis zum nördlichen Teil der Shannoninsel fort. Die schwedische Expedition unter Prof. A. G. Nathorst 1899 fand junges vulkanisches Gestein südlich vom Franz-Joseph-Fjord längs der Küste bis zum Kap Moorsom bei Davy-Sund[5]) hinab. Soweit bekannt, erstreckt sich demnach die Basaltformation an der Ostküste von Grönland mit einigen Unterbrechungen von 68° bis über 75° N. Südlich und nördlich vom Franz-Joseph-Fjord ruht der Basalt auf paläozoischen Bildungen, dann auf Gneis und am nördlichsten auf Jura, woselbst er auch miocäne Pflanzenversteinerungen enthält und von vielen Gängen, besonders auf der Clavering-Insel durchsetzt ist, wo die meisten, parallel mit der

---

[1]) Geogr. Tidskr. XVI, S. 44 f.

[2]) Edv. Bay und N. Hartz in Meddelelser fra Grønland, XIX, S. 157, 163—68.

[3]) J. P. J. Ravn; The Tertiary Fauna at Kap Dalton in East Greenland (Meddelelser fra Grønland XXIX, S. 93—140).

[4]) F. v. Hochstetter und Franz Toula: Geologie Ostgrönlands zwischen 73° und 76° N. (Die zweite deutsche Nordpolfahrt II, S. 471—96.)

[5]) A. G. Nathorst: Bidrag till nordöstra Grönlands geologi. (Geol. Fören. Förhandl. XXIII, 1901, S. 275—306.)

Küste, die Richtung nach NNO verfolgen. An der ganzen Ostküste erhält man den Eindruck, daß die Basaltformation hauptsächlich dem Atlantischen Ozean angehört, und daß jetzt nur eine von der Erosion arg mitgenommene Einfassung von ausgedehnten Basaltflächen, die sich an die große archaische Masse von Grönland lehnten, übrig geblieben, aber jetzt größtenteils durch bedeutende Senkungen unter dem Meere verschwunden ist.

Die Grundlage der ganzen Insel Island besteht bekanntlich aus tertiären Basalten, mit einer sichtbaren Mächtigkeit von mehr als 3000 m, die Unterlage kommt nirgends zum Vorschein. Die Neigung der Basaltdecken ist schwach, durchgängig 3—5° nach der inneren, vulkanischen Partie, welche einen Gürtel quer über das Land bildet. Wie wir gesehen haben, sind jedoch große Horste mit ungefähr wagerechten Basaltdecken, sowie viele lokale Abweichungen infolge von Dislokationen, Senkungen und Verwerfungen zwischen den einzelnen Stücken der zerbrochenen Landplatte vorhanden. Der Aufbau des großen Plateaus hat ungeheure Zeit beansprucht. Daß die Lavaströme nicht unaufhaltsam übereinander geflossen sind, ist unter anderen aus den zwischen den Basaltdecken befindlichen Verwitterungsprodukten ersichtlich, und außerdem sind lange Ruheperioden eingetreten, unter denen ausgedehnte Wälder entstanden, die Kohle und Lignitlager (Surtarbrand), sowie gut erhaltene Pflanzenversteinerungen, vermutlich der miocänen Periode angehörend, hinterlassen haben. Die Lignitlager teilen die isländische Basaltformation, ebenso wie die der Faröer und von Irland in zwei Abteilungen. Die Blattabdrücke und Süßwasserformen der Diatoméen[1]) beweisen unumstößlich, daß sich der Surtarbrandur auf dem Lande gebildet hat; einzelne ältere Geologen haben ihn zu einer Treibholzbildung stempeln wollen. An den Surtarbrand sind nicht unerhebliche sedimentäre Bildungen mit stark wechselnder Mächtigkeit gebunden. Damals haben sicher Ströme die Oberfläche des Landes, sowie die der Inseln Schottlands erodiert, deren Spuren vermutlich in den Konglomeratbildungen, die stellenweise auf der nordwestlichen Halbinsel im Niveau des Surtarbrand zwischen den Basaltdecken vorkommen, zu finden sind, auch muß sich damals das Land viel weiter nach NW erstreckt haben, als es jetzt der Fall ist. Auf diese ruhige Vegetationsperiode folgten heftige Eruptionen, anfänglich liparitische, später massenhaft basaltische Ausbrüche. In den jüngeren und teilweise ebenfalls in den älteren Basalten finden sich intrusive Lagen und Massen von Liparit, Granophyr und Gabbro. Die miocäne Ausbruchsperiode findet auf Island sowie auf Schottland ihren Abschluß im Durchbruch von zahlreichen Gängen, die durch alle Schichtfolgen bis hinauf in die Spitzen der Gebirge führen. Erst nach dem Durchbruch derselben beginnt eine Periode der Senkungen und Dislokationen, welche an mehreren Orten einigermaßen gleichzeitig mit dem Durchbruch der Liparitgänge stattgefunden haben muß. Seitdem haben sich diese Senkungen ununterbrochen bis auf den heutigen Tag fortgesetzt. Wahrscheinlich sind im Pliocän die großen Brüche quer über Island von SW nach NO entstanden; die älteren Basalte senken sich gleichmäßig zu denselben hinab, und die isländischen Vulkanlinien werden von einem unterseeischen, vulkanischen Rücken, dem Rücken von Reykjanes, weitergeführt, der von der »Ingolf«-Expedition untersucht wurde und sich 1100 km gegen S erstreckt; auf derselben Linie befindet sich gegen NO Jan Mayen. Jetzt verändern sich die Ausbruchsprodukte, und es entstehen die gewaltigen Massen von Tuff und Breccie mit intrusiven Gängen und Einlagen von Basalt, welche einen breiten Gürtel über Island bilden. Nachdem das Land im großen ganzen seine jetzige Gestalt hatte, und die Skulptur des Landes zum großen Teil von der Erosion ausgearbeitet war, veränderten sich die Produkte wiederum und ausgedehnte doleritische Lavafelder deckten die Breccie. Diese doleritische Tätigkeit setzte sich bis in die Eiszeit hinein fort, und hier und da

[1]) E. Östrup in Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening, Nr. 3 und 6.

wurden die Doleriten von mächtigen neuen Tuffbildungen bedeckt. Nach der Eiszeit bis in die Gegenwart wurde hauptsächlich dichter Basalt produziert, der ganz dem alten, tertiären gleicht, jedoch entstanden auch Tuffbildungen. Zu allen Zeiten kommen vereinzelte Bildungen von liparitischen Gängen vor, einzelne Liparitlaven sind in postglazialer Zeit (beim Torfajökull) gebildet worden, und in historischer Zeit haben ebenfalls einige Vulkane liparitischen Bimsstein ausgespieen (Askja 1875).

Es würde uns zu weit führen, hier alles durchzunehmen, was man von der Geschichte[1]) des nördlichen Atlantischen Meeres kennt, das auch noch höchst unklar und fragmentarisch ist. Man meint, daß sich in der Juraperiode ein Meer von N zwischen Grönland und Norwegen erstreckt hat, aber man weiß nicht, wie weit es nach S reichte; Meeresablagerungen aus der Juraperiode kommen auf Spitzbergen, bei der Insel Andö in Norwegen, auf der Ostküste von Grönland, auf Kuhn-Insel am Davy-Sund (?) und Hurry Inlet vor. Ob an der Stelle, wo jetzt Island liegt, in der Jura- und Kreideperiode trocknes Land oder seichtes Meer gewesen ist, weiß man nicht; Ablagerungen, aus diesen Zeiträumen stammend, sind nirgendwo auf Island gefunden worden, dieselben müßten auch unter ungeheuren Basaltmassen begraben liegen. Ebensowenig werden dergleichen Schichten auf dem südlichen Teile der grönländischen Ostküste, südlich von Scoresby-Sund, gefunden, dahingegen sowohl auf den schottischen Inseln als auch in Irland). Ed. Sueß[2]) und andere Gelehrte sind aus verschiedenen Gründen geneigt, anzunehmen, daß schon in der paläozoischen Zeit im nördlichen Atlantischen Meer ein Festland gelegen hat, das später verschwunden ist, und vielleicht hat damals Island in anderer Gestalt existiert, jedoch weiß man darüber nichts, da ältere Schichten als die tertiären nicht sichtbar sind.

Einen ungeheuren Zeitraum hindurch, während der ganzen mesozoischen Periode war das westliche Europa von vulkanischer Tätigkeit verschont geblieben. Im Laufe dieses ruhigen Zeitraums wurden viele hundert Meter mächtige sedimentäre Bildungen abgelagert und die ganze Fauna und Flora verändert. Dann begann mit der tertiären Zeit eine großartige vulkanische Tätigkeit, welche zu großen Veränderungen im Verhältnis zwischen Land und Meer führte, es entstanden viele Bergketten usw. und vom Schlusse des Eocän bis zur Mitte des Miocän wurden auf der Strecke zwischen Irland und Grönland kolossale Massen von Basalt ausgegossen, deren Reste jetzt, wie schon früher berührt, als zerstreute Plateaustücke vorhanden sind. Daß im Miocän quer über den Atlantischen Ozean zusammenhängendes Land gewesen, läßt sich mit Wahrscheinlichkeit annehmen und es ist nachweisbar, daß die vorhergenannten Basaltmassen früher eine viel größere Ausdehnung als jetzt hatten, aber ob dieselben zusammenhängend oder durch schmale Rinnen getrennt waren, ist mit voller Sicherheit nicht leicht festzustellen. Die Pflanzenpaläontologie spricht für eine zusammenhängende Landbrücke und außerdem ist es nach den Lagerungsverhältnissen der Basaltdecken fast undenkbar, daß die Basaltterrains wie Basaltkuppeln oder besondere Vulkanzentren getrennt gewesen seien; daß sie durch Spalteneruptionen gebildet wurden, ist sicher, obwohl vielleicht vereinzelt einige größere Vulkane, namentlich zu einer späteren Zeit (Pliocän) entstanden, aber von der älteren tertiären Zeit (Miocän) ist mir auf Island kein größerer Vulkan bekannt. Es ist auf Island, den Faröer und Schottland unverkennbar, daß der leichtflüssige Basalt das flache Land überschwemmt und ungeheure Plateaus und Lavaebenen, sowie die moderne Lavawüste Odádahraun auf Island, die tertiären Laven im westlichen Nordamerika und die Basalte aus der Kreide-

---

[1]) **Ed. Sueß**: Antlitz der Erde I—II. — **M. Neumayr**: Die geographische Verbreitung der Juraformation (Denkschriften d. Wiener Akad. L, 1885). — **I. W. Gregory**: Some problems of arctic Geology (Nature LVI, 1897, Nr. 1448 und 1450).

[2]) Antlitz der Erde II, S. 281 f.

zeit in Dekkan geschaffen hat. Jetzt hat die Basaltformation auf Island und den Faröer eine Mächtigkeit von wenigstens 3—4000 m und ist durchweg über dem Meere gebildet; andernfalls müßten Spuren von Meeresablagerungen vorhanden sein, welche weder auf den Faröer, Island oder Schottland vorkommen, wohingegen zwischen den Basaltdecken eine Menge Überreste von Landpflanzen aus dem Oligocän und Miocän vorhanden sind. Deshalb spricht die Wahrscheinlichkeit dafür, daß hier ein gewaltiges tertiäres Plateau von wenigstens 3—4000 m Höhe ü. M. als zusammenhängendes Land gelegen hat, Buchten, die sich hier und da einschnitten, sind selbstverständlich nicht ausgeschlossen. Marine Versteinerungen aus der tertiären Zeit sind in Ostgrönland und Spitzbergen gefunden. Nach J. P. Ravn rühren die versteinerungführenden Schichten bei Kap Dalton vom Eocän her und sind auf verhältnismäßig seichtem Boden an der Küste abgelagert; ihre Beziehungen zu den Basaltformationen sind leider noch unaufgeklärt.

In einem späteren Abschnitt des Miocän beginnt die große Landmasse nach dem Durchbruch der letzten Gänge sich allmählich zu senken. Es ist eine bekannte Tatsache in der Geschichte der Erde, daß auf große vulkanische Perioden Senkungen und marine Transgressionen folgen. In Irland, Schottland, auf den Faröer und Grönland hatte die Ausbruchstätigkeit jetzt ihren Abschluß erlangt, während sie auf Island fortgesetzt wurde. Das Meer brach allmählich über die gesenkten Partien herein, aber wie groß der Teil des Meeresbodens war, der gesenkt wurde, ist nicht leicht zu sagen. Die Senkung hat eine lange Zeit erfordert, und während dieser sind die Reste der Landbrücke zwischen Grönland, Island, den Faröer und Schottland teils in das Meer gesenkt, teils abradiert worden, was einen sehr langen Zeitraum in Anspruch nahm. Wie aus der Mächtigkeit der miocänen und pliocänen Ablagerungen in vielen Ländern hervorgeht, haben diese Perioden einen ungeheuer langen Zeitraum umfaßt, im Verhältnis zu welchem die Zeit seit dem Beginn der Eiszeit erscheint wie von gestern zu heute. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß durch die Abrasion, welche sich über den späteren Teil des Miocän bis in das Pliocän hinein erstreckt, das Kontinentalplateau [1]) gebildet wurde, welches ungefähr von der 200 Faden-Linie begrenzt wird und sich von Schottland über die Faröer und Island bis Grönland erstreckt, sowie die unterseeische Plattform an der Westküste von Norwegen, die von Lofoteggen und Storeggen begrenzt wird und sich nach N hinaufzieht.

Durch die spätmiocänen Senkungen mit der dazu gehörigen Abrasion wurde Island isoliert und hat seitdem in keiner Verbindung mit anderen Ländern gestanden, war aber am Schlusse dieser Periode bedeutend größer als jetzt und erstreckte sich bis auf die 100 Faden-Linie, auch war es wenigstens 200—250 m höher. Darauf begann wiederum auf Island eine heftige, vulkanische Tätigkeit sich auf der Linie Reykjanes bis Langanes zu entfalten und sich unterseeisch nach SW und NO fortzupflanzen. Die miocäne Länderplatte wurde durch unausgesetzte, langwierige Senkungen und Dislokationen in der Mitte zerbrochen, worauf Tuff- und Breccie-Eruptionen begannen, welche Tätigkeit seitdem mit abnehmender Heftigkeit auf diesen Linien fortdauerte; gleichzeitig setzte sich die Bewegung auf den halbzirkelförmigen Brüchen fort, welche an mehreren Stellen vom Meere aus in die Küste einschneiden. Die Senkung setzte sich langsam aber unaufhaltsam fort, während sich das Meer allmählich, aber unaufhörlich in die Küsten hineinfraß. Im Laufe des Pliocäns wurde die Strandfläche innerhalb der 100 Faden-Linie abradiert, und die marinen Ablage-

[1]) Diese meine Anschauungen über die Bildung und Alter des unterseeischen Kontinentalplateaus von Island und Norwegen usw. habe ich früher in Geogr. Tidskr. XVI, 1901, S. 58—82 publiziert. Später hat Dr. Fr. Nansen ein umfangreiches Material über die schwierigen Fragen in seinem Buche: The Bathymethrical features of the North Polar seas, Christiania 1904, gesammelt, und seine Ansichten über das Alter des Plateaus usw. stimmen im wesentlichen mit den meinigen überein.

rungen auf Tjörnes an der Bucht Skjálfandi stammen aus dem späteren Teile des Pliocän, als das Meer sich am weitesten hinauf erstreckte. Die vielen amerikanischen Formen, welche in diesen pliocänen Bildungen vorkommen, deuten darauf hin, daß damals die Verbindung zwischen Island und Grönland aufgehoben war, und daß sich in der Dänemark-Straße offenes Meer befand.

Pliocän. Auf der westlichen Küste von Tjörnes finden sich in den 60—80 m hohen Abhängen längs des Strandes pliocäne Ablagerungen, welche häufig von Geologen besucht und beschrieben worden sind. Die Ablagerungen bilden eine Terrasse, die sich gegen die östlichen Basaltgebirge lehnt, deren Basaltdecken unter diese Bildung hinabfallen. In Hringvershvilft kommt der Surtarbrand (Lignit) in fünf Schichten und weiter hinaus in vier Schichten vor, auch findet man verkieselte Holzstücke im Tuffe steckend; in dem Küstenabhang bei Hallbjarnarstadir finden sich fossile Muscheln in großer Menge. Die pliocänen Bildungen sind parallel der Küste von vielen Verwerfungen durchsetzt und haben einen Fall von 4° gegen N, die Mächtigkeit ist noch nicht sicher bestimmt, aber beträgt mindestens 100—150 m. Diskordant über diesen alten Küstenbildungen liegt jüngeres glaziales Geschiebe. O. Mörch untersuchte die Schalenüberreste vom Hallbjarnarstadir und fand 61 Arten, von denen 23 Arten nicht lebendig, dahingegen fossil in der Cragformation in England und Belgien vorkommen; 26 Arten leben noch in den nördlichen Ländern und werden gleichfalls fossil im Crag gefunden, 4 Arten kommen nur lebendig vor[1]. J. Starkie Gardner sammelte 33 Arten, welche von Gwyn Jeffreys und Searles V. Wood untersucht wurden. Mörch nimmt an, daß die Schalenüberreste dem »Red Crag« angehören, und der berühmte Kenner der Cragfossilien, Searles V. Wood, betont, daß dieselben von keiner jüngeren Formation, als der »Middle Red Crag« herrühren können; Gwyn Jeffreys, der weniger Material besaß, meinte, daß sie etwas jünger sein könnten, aber er bespricht die vielen amerikanischen Formen und erklärt deren Vorhandensein durch Einwanderung vermittels des Golfstroms[2]. Sicher ist es, daß das Klima damals viel wärmer als jetzt gewesen ist; mehrere Formen werden nicht mehr so nördlich wie bei Island gefunden, einige sind ausgestorben und andere leben noch heute im Mittelländischen Meer. Diese Muschelbänke beweisen, daß vor der Eiszeit ein bedeutend wärmeres Meer als das jetzige sich bis in die Bucht Skjálfandi hinauf erstreckt hat. In den nahegelegenen Surtarbrandlagen hat man bisher Pflanzenüberreste, die sich bestimmen lassen, nicht gefunden.

Wie bekannt, kommen in England, in Suffolk und Norfolk und sporadisch auch südlicher, sowie in Belgien beträchtliche Küstenbildungen aus dem Pliocän vor, die einen Bogen bilden, der den südöstlichen Winkel der Nordsee begrenzt, welche damals, also kurz vor der Eiszeit, ein seichtes Wasser war[3]. An anderen Stellen finden sich südlicher (namentlich in Italien) mächtige pliocäne Bildungen. Eigentümlicherweise findet man an den Grenzen der Flachsee in entfernten Ländern, wie Südengland und Nordisland ähnliche, gleichalterige Bildungen, die sonst nirgendwo an den Küsten des nördlichen Atlantischen Ozeans vorkommen; es ist jedoch nicht wohl anzunehmen, daß sich dergleichen Ablagerungen nicht ebenfalls an den anderen nordischen Küsten gebildet haben sollten, aber die losen Lagen müssen während der Eiszeit beinahe überall fortgeführt sein, und nur ganz zufällig wurden unter besonders günstigen Verhältnissen die Überreste an den wenigen

[1] O. A. L. Mörch: On the mollusca of the Cragformation of Iceland. (The Geol. Magazine VIII, London 1871, S. 391—400.)

[2] I. Starkie Gardner: The Tertiary Basaltic Formation in Iceland. (The Quarterly Journ. of the Geol. Soc. of London XLI, 1885, S. 93—101.)

[3] Clement Reid: The pliocene deposits of Britain. (Memoirs of the Geol. Survey of the United Kingdom, London 1890.) — I. W. Harmer: Pliocene Deposits of the East of England. (Quarterly Journ. Geol. Soc. LVI.)

Stellen bewahrt, wo sie jetzt gefunden werden. Daß die spätpliocänen Bildungen weit mehr verbreitet waren, als jetzt, läßt sich wohl mit Sicherheit annehmen; in der Nordsee müssen große Massen derselben von den Jökeln der Eiszeit fortgeführt sein und an der nordöstlichen Küste von Schottland sind nach James Geikie beträchtliche pliocäne Ablagerungen vom Eise fortgescheuert worden[1]) usw. Die pliocänen Bildungen auf Tjörnes beweisen, daß Island damals nicht höher als jetzt, eher etwas niedriger (80—100 m) gewesen ist. Vorausgesetzt, daß die Küsten von Norwegen und Grönland in der Eiszeit höher waren, kann man nicht erwarten, pliocäne Meeresablagerungen zu finden; sind aber die Küsten niedriger gewesen, so könnten die Ablagerungen nur durch einen besonders glücklichen Zufall über die Eiszeit hinaus bewahrt geblieben sein. Es würde sehr interessant sein, etwas näheres darüber zu erfahren, wie sich die Eiszeit zu den pliocänen Ablagerungen verhält, und wie viel von den Versteinerungen der fortgeführten Schichten in die sogenannten interglazialen Bildungen gekommen ist. Es hat sich in neuerer Zeit, wenigstens in den nördlichen Ländern, gezeigt, daß die für interglazialen Ursprung angesehenen Versteinerungen zum größten Teil (vielleicht sämtliche) von präglazialen und postglazialen Schichten herrühen. Die Ansichten über die interglazialen Bildungen sind sehr geteilt, und es herrscht noch auf diesem Gebiet der Glazialgeologie große Unsicherheit. Es würde auch im höchsten Grade auffallend sein, wenn die Organismen, welche vor der Eiszeit in den Ländern und Meeren lebten, welche von der großen Eisdecke bedeckt wurden, spurlos verschwunden wären.

Mit Bezug auf das früher angeführte nehme ich an, daß wahrscheinlich der größte Teil der Abrasionsfläche um Island herum aus der pliocänen Zeit stammt, und daß die Schalenüberreste bei Hallbjarnarstadir die letzten Reste der pliocänen Ablagerungen sind, welche hier während des höchsten Wasserstandes zu jener Zeit abgelagert wurden. Beobachtungen von anderen Küsten des nördlichen Atlantischen Ozeans scheinen, wie ich schon 1901 in meiner Arbeit über die »Fjorde und Buchten Islands« hervorhob, ebenfalls diese Annahme zu bekräftigen. Längs der norwegischen Küste von Lindesnæs bis zum Nordkap befindet sich eine abradierte Fläche in der Strandkante »Strandflade«[2]) genannt, die augenscheinlich von der Brandung herrührt und wie ein Gürtel der Küste folgt; durch diese Abrasion ist auf Helgeland ein 45 km breiter Gürtel des 400 m hohen Gebirgslandes an der ganzen Küste entlang fortgespült worden. J. H. L. Vogt hat nachgewiesen, daß diese Abrasion der Strandfläche jünger als der Jura und älter als die Eiszeit ist, daß die Entstehung derselben der Arbeit des Meeres zuzuschreiben sei und nichts mit der Eiszeit oder den Gletschern zu tun habe, nur insofern die Strandfläche, wie andere Teile des Landes, später vom Eise gescheuert wurde, und daß sie nicht interglazial, sondern aller Wahrscheinlichkeit nach tertiären Ursprungs sei[3]).

[1]) James Geikie: Fragments of Earth Lore. Edinburgh 1893, S. 273.

[2]) Hans Reusch: Strandfladen, et nyt Träk i Norges Geografi (Geol. Aarbog. for 1892/93). Auf Island ist keine eigentliche Strandfläche vorhanden, ausgenommen wenn man den Flachlandsgürtel längs der Südküste so nennen will. Auf den sandigen Strecken unterhalb des Vatnajökull und Mýrdalsjökull ist die Oberfläche vollständig mit losem, jüngerem Material, fluvioglazialem und vulkanischem Sande, sowie Flugsand bedeckt, und die darunter liegenden festen Felsen kommen nicht zum Vorschein. Daß das südliche Tiefland, sowie Mýrar und Breidifjördur Senkungsgebiete sind, ist unzweifelhaft, sie sind am Schlusse der Eiszeit vom Meere bedeckt gewesen, ohne daß die Oberfläche damals wesentlich verändert zu sein schien; wenn hier eine marine Abrasion von Bedeutung stattgefunden hat, muß sie präglazial oder frühglazial gewesen sein, aber es fehlen die Beweise, daß diese Gebiete zu jener Zeit unter Wasser gestanden haben. Daß diese Flachländer wirkliche Strandflächenbildungen seien, in die Ländermasse ausgehauen und abradiert, ist unwahrscheinlich, dafür sind die tektonischen Verhältnisse, welche das Gegenteil beweisen, zu klar. Es würde auch unverständlich sein, weshalb Snæfellsnes, das aus denselben Bergarten, von gleichem Alter, wie die übrigen Umgebungen von Mýrar, besteht, stehen geblieben wäre.

[3]) J. H. L. Vogt: Söndre Helgelands morfologi (Norges geol. Undersögelse, Kristiania 1900, Nr. 29, S. 35—55). — A. M. Hansen, F. Nansen u. a. nehmen an, daß die Strandfläche glazial oder interglazial sei, ohne jedoch überzeugenden Gründe dafür führen zu können.

Nach dem oben angeführten, scheint mir vieles dafür zu sprechen, daß die Verhältnisse an der norwegischen Küste denen an der isländischen nicht ungleich sind; daß der »Haveggen« eine miocäne Küstenlinie ist, und hier wie dort Senkung und Abrasion durch die tertiäre Zeit fortgedauert haben, sowie die Entstehung der Strandfläche am ehesten der Abrasion im Pliocän zuzuschreiben sei. Auf dem Beeren-Eiland ist der nördliche Hauptteil der Insel ein Tiefland, das gegen S sanft zum Mount Misery hinansteigt, wo es eine Höhe von 100 m erreicht. Die Ebene wird plötzlich nach dem Meere zu von 25—30 m hohen Felsen abgeschlossen und schneidet ein disloziertes und ungleichartiges Gebirge völlig gleichmäßig ab. J. G. Andersson hält die Ebene für eine Abrasionsfläche, welche nach der jüngsten Triaszeit und vor der Eiszeit[1]) entstanden ist. Es ist nicht unwahrscheinlich. daß wir hier dasselbe Phänomen, wie bei Island und Norwegen vor uns haben, nämlich, daß die Ebene eine tertiäre, vielleicht pliocäne Abrasionsfläche ist; daß sie etwas höher liegt, steht möglicherweise mit einer größeren Hebung in der spätesten tertiären Zeit in Verbindung, was sich auch in Spitzbergen wiederholt, wo tertiäre Meeresablagerungen hoch über dem Meere gefunden werden.

Die ungeheuer große Abrasionsfläche, welche Island umgibt, kann nicht während der Eiszeit entstanden sein, denn das Inlandeis, das sich überall in das Meer hinaus erstreckte, sowie das Meereis würden eine solche Abrasion unmöglich gemacht haben. Ebensowenig kann ihre Bildung während einer interglazialen Zeit vor sich gegangen sein, denn es ist widersinnig, eine so langwierige Interglazialzeit vorauszusetzen, die erforderlich sein würde, um eine so gewaltige Arbeit auszuführen, was auch nicht mit den verhältnismäßig unbedeutenden interglazialen Ablagerungen vereinbar wäre, die in anderen Ländern vorkommen. Hiermit ist es doch nicht ausgeschlossen, daß die Arbeit in interglazialen Zeiten fortgesetzt wurde, wenn solche in Island stattgefunden haben. Eine Interglazialzeit, die einen 75 bis 110 km breiten Gürtel von einem 500—1000 m hohen Basaltplateau abradieren konnte, müßte von so langer Dauer gewesen sein, daß die Eiszeiten vor und nach derselben im Vergleich als nichts zu rechnen wären. Wie könnten auch die pliocänen Meeresablagerungen auf Tjörnes in die Skjálfandibucht hinauf gelangt sein, wenn außerhalb derselben 100 km von einem hohen Plateauland erst in einer späteren Periode abradiert wurden.

Man hat noch nicht sichere Beweise für eine oder mehrere Interglazialzeiten auf Island in Gestalt von Pflanzen- oder Tierüberresten zwischen Moränen[2]) gefunden. Wie bereits früher erwähnt, hat H. Pjetursson in den oberen Etagen der Tuff-Formation Scheuersteine in einigen Breccien und Konglomeraten zwischen gescheuerten Laven gefunden, was auf erhebliche Oszillationen in den Gletschern der Eiszeit deutet, aber keineswegs ein hinlänglicher Beweis für mehrere Interglazialzeiten ist. Veränderungen der Gletscher sind nicht so auffallend in einem Lande, das so vulkanisch wie Island ist, denn die Vulkane waren ebenfalls während der Eiszeit in Tätigkeit. Hier und da hat man Gletscherschliffe gefunden, die sich kreuzen, jedoch scheinen dieselben lokal zu sein, und, soweit unsere heutigen Kenntnisse reichen, nicht größeren Systemen anzugehören. Island

[1]) Joh. G. Andersson: Den svenska Expeditionen til Beeren Eiland Sommaren 1899. (Ymer 1900, S. 436f.

[2]) In Norwegen hat man auch nicht sichere Merkmale von einer Interglazialzeit gefunden, jedoch erwähnt Dr. H. Reusch einzelne Verhältnisse, welche darauf hindeuten, daß eine solche existiert hat. (Naturen 1899, S. 269f.). — Nach Gunnar Andersson haben sich in Schweden kaum wirklich fossilführende, interglaziale Ablagerungen gebildet. (Das nacheiszeitliche Klima von Schweden. Bericht VIII der Züricher Botan. Gesellsch. 1903.) — Nach N. V. Ussing und N. O. Holst sind interglaziale Ablagerungen in Dänemark unsicher. (N. V. Ussing, Danmarks Geologi 1904, S. 207—13. N. O. Holst, Kvartär-Studier i Danmark och Norra Tyskland. Geol. Fören. Förh. Stockholm 1904, S. 433—52.) N. V. Ussing sagt: »Was Nordeuropa anbetrifft, so liegt nicht eine einzige hierher gehörige Beobachtung vor, über deren Bedeutung völlige Einigkeit herrsche.«

hat noch durch seine nördliche Lage mitten im Meere alle Bedingungen für die Bildung großer Firnfelder, und an mehreren Stellen gehen die Gletscher fast bis zum Meere hinab[1]); die Schneegrenze sinkt an der östlichen Küste der nordwestlichen Halbinsel bis zu 400 m hinab, und große Schneehaufen liegen oft Jahre hindurch an der Strandkante, ohne im Sommer zu schmelzen. Nicht weniger günstig müssen die Bedingungen in der Eiszeit und in den interglazialen Zeiten gewesen sein; kolossale Veränderungen müssen im Klima und anderweitig stattgefunden haben, wenn der größte Teil von Island während der Eiszeit eisfrei geblieben und eine wirkliche Interglazialzeit mit ausgebreiteter Flora und Fauna eingetreten war. So viel ich weiß, geht niemand so weit, sich Skandinavien, Grönland und andere Polarländer während einer interglazialen Periode als eisfrei vorzustellen. Unter allen Umständen ist der nördliche Teil des Atlantischen Ozeans mit großen Massen Treibeis angefüllt gewesen, begleitet von Eisnebeln, Regen und Schnee. Der Einfluß des Treibeises auf Wetterverhältnisse ist auf Island wohl bekannt. Naht sich das Treibeis dem Nordlande, so fällt im südlichen Island zuweilen mitten im Sommer, selbst in den Tiefländern, 300—500 km von der Schneegrenze entfernt, Schnee. Trotz einer bedeutenden Steigerung der allgemeinen Lufttemperatur in interglazialen Zeiten, mußte doch das Treibeis mit den unumgänglichen Niederschlags- und Kälteperioden sehr viel dazu beigetragen haben, die Eisdecke von Island stationär zu bewahren. Man kann sich deshalb nicht gut vorstellen, daß während der interglazialen Perioden größere Strecken von Island eisfrei geblieben und bewachsen worden seien, weshalb es sich kaum erwarten läßt, auf Island bedeutende Pflanzen und Tierüberreste aus diesen Zeiträumen stammend, zu finden, wenn es überhaupt Zeiten mit bedeutendem Rückgang der Gletscher gegeben hat.

Postglaziale Landbrücke. Viele Geologen meinen, daß die nordischen Länder während der Eiszeit wenigstens zwei Tausend Meter höher als jetzt gewesen wären, und daß die Höhe des Landes in Verbindung mit dem Mangel an südlichen Meeresströmungen im nördlichen Atlantischen Ozean die hauptsächlichen Ursachen der Eiszeit gewesen seien. Diese Hypothese ist jedoch bisher nicht bewiesen worden, und sie würde auch keinesfalls die glazialen Zustände eines großen Teiles der Erde erklären können. Auf Island habe ich nichts gefunden, das eine solche Höhe des Landes während der Eiszeit bestätigte, auch läßt sich die Hypothese von einer Landbrücke über Island in jener Periode nicht aufrecht erhalten. Ich habe nicht die geringste Spur eines Beweises für dieselben entdecken können, aber sehr vieles, das dagegen spricht. Wenn Island mit dem dazugehörigen unterseeischen Landrücken 2000 m höher gewesen wäre als jetzt, würde eine Landverbindung mit Grönland auf einer 400—500 km langen Strecke, und ebenfalls eine Verbindung mit Schottland und den Faröer existiert haben; dieser breite Landrücken müßte ebenso wie die nächstgelegenen Länder mit Eis bedeckt gewesen sein, aber nirgends ist eine Spur von einer Gletscherverbindung zwischen den Ländern vorhanden, ebensowenig wie zwischen Beeren-Insel und Spitzbergen. Sowohl Island wie die Faröer haben ihre eigene Glaziation gehabt mit Gletscherschrammen, die nach allen Seiten ausstrahlen. In Ländern von einem so eigentümlich petrographischen Bau würden fremde Blöcke leicht bemerkt werden können, aber es ist nichts dergleichen gefunden, in den isländischen Moränen ist nichts von Granit, Gneis und paläozoischem Gestein von der nahegelegenen grönländischen Küste entdeckt worden. Die tektonischen Verhältnisse, die pliocänen Ablagerungen usw. sprechen ebenfalls gegen eine glaziale Landverbindung. So groß die Wahrscheinlichkeit ist, daß eine Landbrücke im Miocän existiert hat, ebenso groß ist die Unwahrscheinlichkeit ihres Daseins während der Eiszeit. Die Basaltgegenden auf Island haben sich seit dem Schlusse

[1]) Th. Thoroddsen: Islands Jökler i Fortid og Nutid. (Geogr. Tidsskr. XI, 1891, S. 111—146.)

des Miocän nicht wesentlich verändert; in dem vulkanischen Tuffgürtel haben erheblichere tektonische Bewegungen sowohl im Pliocän als während der Eiszeit und später stattgefunden, ohne jedoch das geographische Aussehen des Landes wesentlich verändert zu haben. Im allgemeinen sind Größe, Gestalt und die gröbere Skulptur des Landes ungefähr dieselben wie am Schlusse des Pliocän und hauptsächlich sind es die Tuffgegenden, welche sich seitdem verändert haben. Ferner spricht die geringe Tiefe der Fjorde gegen eine größere Höhe des Landes während der Eiszeit, eine Erhöhung des Landes von 50—100 m würde genügt haben, denn es ist unwahrscheinlich, daß das Eis mit der Bildung der unterseeischen Fjorde das geringste zu tun hatte; selbst wenn dies der Fall gewesen wäre, würde eine Hebung von 200 m über der jetzigen Meeresfläche genügt haben.

Die Schalenfunde der »Ingolf«-Expedition von glazialen Seichtwasserformen in tiefem Wasser zwischen Island und Jan Mayen beweisen nichts mit Rücksicht auf eine allgemeine Erhöhung des Landes während der Eiszeit, sie beweisen höchstens, daß das nördliche Meer damals wenigstens streckenweise seichter gewesen ist. Die meisten Seichtwasserformen sind zwischen Island und Jan Mayen gefunden, und hier ist es nicht ganz ausgeschlossen, daß größere Senkungen in verhältnismäßig späten Zeiten stattgefunden haben. Die großen, vulkanischen Spalten, welche vom Rücken der Halbinsel Reykjanes bis zur Halbinsel Langanes Island zerklüften und unglaubliche Massen von vulkanischem Material ausgeworfen und ausgegossen haben, laufen gerade auf Jan Mayen zu, und es wäre merkwürdig, wenn sie nicht ebenfalls auf dieser Strecke zwischen Island und dieser Insel Asche und Lava ausgeworfen hätten. Es ist deshalb möglich, daß hier das Meer im Pliocän seichter gewesen ist, und daß Jan Mayen durch einen unterseeischen Rücken, der sich später gesenkt, mit Island verbunden war, was jedoch nicht hinlänglich bewiesen ist. Infolge von A. C. Johansens Untersuchungen zeigt es sich inzwischen, daß die Ausbreitung der Formen aus seichtem Wasser über größere Tiefen ein ganz gewöhnliches Phänomen ist, so daß die früher erwähnten Beobachtungen kaum als erheblichere geologische Beweise dienen können. A. C. Johansen kommt zu dem Resultat, daß das Vorhandensein der vielen leeren Schalen von Seichtwasser-Mollusken in großen Tiefen des Atlantischen Ozeans von der Davisstraße bis Gibraltar, sowie in anderen Meeren in der Regel dem Transport, Treibeis, den Strömungen usw. zugeschrieben werden müsse[1]. Die großen Massen von Treibeis, welche während der Eiszeit die nördlichen Meere anfüllten, müssen eine Menge von Geröll, Gesteinen, Ton und Schaltieren über die Meerestiefe ausgebreitet haben. Man muß also von einer glazialen oder interglazialen Senkung des Bodens im nördlichen Atlantischen Meer Abstand nehmen.

Mehrere Botaniker haben die Ansicht vertreten, daß in postglazialer Zeit eine Landbrücke über die Faröer und Island existiert haben muß, welche Hypothese jedoch jeden Anhalts in den geologischen Verhältnissen entbehrt. Wie bereits erwähnt, besaß Island schon vor der Eiszeit in der Hauptsache dieselbe Skulptur wie jetzt, die Täler und Fjorde im Basaltgebiet glichen den heutigen. Später strömten doleritische Laven in die Täler und Niederungen hinab, und diese Laven sind sämtlich vom Eise gescheuert, auf diesen Doleriten findet man Gletscherschrammen vom Zentrum des Landes bis zur Küste, und diese Laven müssen demnach präglazialen oder glazialen Ursprungs sein. Während der Eiszeit war das ganze Land mit Inlandeis bedeckt, das sich radial von den Höhenpunkten

[1] A. C. Johansen: Om Aflejringen af Molluskernes Skaller i Indsöer og i Havet. (Vidensk. Meddel. fra naturh. Foren. København 1901, S. 46.) — Derselbe: On the hypothesis on the sinking of seabeds based on the occurrence of dead shallow-water shells at great depths in the sea. (A. a. O. 1902, S. 393—435.) — Vgl. O. B. Bøggild: Om en formodet Sänkning af Havbunden mellem Island og Jan Mayen. (Vidensk. Meddel. Nat. For. 1902, S, 249—58.)

des Landes durch alle Täler über Hochland und Flachland abwärts bewegte und sicherlich an verschiedenen Stellen einige Kilometer in das Meer hinausreichte. Gletscherschliffe finden sich überall, sowohl auf den höchsten Gipfeln des Hochlandes als auch auf den äußersten Klippen und Inseln. Das Inlandeis, welches ganz Island als eine leicht gewölbte Kuppel bedeckte, besaß auf dem Hauptlande durchschnittlich eine Mächtigkeit von ca 1000 m, dahingegen auf der nordwestlichen Halbinsel wahrscheinlich kaum über 400—500 m.

Wenn eine postglaziale Landbrücke existiert hätte, müßten die isländischen Täler und Fjorde postglazialen Ursprungs sein, was aber nachweisbar nicht der Fall ist, auch müßten die Erosionsrinnen der Basaltgegenden des Ostlandes, von welchen der unterseeische Rücken ausläuft, andere Richtungen als die jetzigen verfolgt haben. Die Täler und Fjorde setzen sich in unterseeischen Fjordrinnen fort, welche am Rande des unterseeischen Plateaus münden, von dem sich Island erhebt. Wie auf jeder Tiefenkarte zu sehen ist, zieht sich der unterseeische Rücken von den Faröer aufwärts nach den ostisländischen Basaltgegenden zu, und die Mündungen der unterseeischen Fjordrinnen führen bis auf den nämlichen Rücken hinaus, der demnach gesenkt sein muß, ehe die isländischen Fjorde entstanden.

Wie schon früher erwähnt, sind die isländischen Täler und Fjorde im Laufe des Pliocän entstanden, und die erste Anlage zu diesen Erosionsrinnen konnte erst stattfinden, nachdem die großen tektonischen Bewegungen in der Basaltplatte im wesentlichen einen Abschluß gefunden hatten, was am Schlusse des Miocän geschah. Daher ist es so gut wie festgestellt, daß die Senkung der Landbrücke ins Meer gleichzeitig mit den anderen tektonischen Bewegungen im Miocän vor sich gegangen sein muß.

Die Ansicht, nach welcher eine Landbrücke geschaffen wurde, indem sich die Meeresfläche nach der Eiszeit ca 700 m senkte, ist ebensowenig stichhaltig, demnach müßte das Meer auf irgend eine unerklärliche Weise ungefähr 250 Mill. cbkm Wasser eingebüßt und dann sich von neuem gehoben haben, so daß Nord- und Ostsee und andere Binnenmeere in trocknes Land verwandelt sein müßten. Andere werden vielleicht einwenden, daß sich Island und der ganze Landrücken nach der Eiszeit gehoben haben könne, ohne daß die einzelnen Teile der Erdrinde ihre tektonischen Verhältnisse verändert hätten, so daß Pflanzen und Tiere auf diesem Wege hin und her wandern konnten. Der Mangel auf Island an endemischen Pflanzen, an Reptilien und Fröschen, sowie an allen größeren Säugetieren[1]) scheint entschieden einer solchen Annahme zu widersprechen, die außerdem ebensowenig von den geologischen Verhältnissen unterstützt wird. Eine gleichmäßige Hebung des Meeresbodens auf so großen Arealen ist nicht leicht anzunehmen, zumal nicht auf einem solchen vulkanischen Senkungsgebiet, wie dem mittelsten Teile des nördlichen Atlantischen Ozeans, wo verschiedene Verhältnisse darauf hinzudeuten scheinen, daß hier eine gleichmäßige und ununterbrochene Senkung der Erdrinde von der paläozoischen Zeit an stattgefunden hat. Etwas anderes ist es, daß die Randgebiete auf beiden Seiten des Atlantischen Meeres sich durch lateralen Druck bei dem Zusammenziehen der Erdrinde gehoben haben können. Aus den vielen Strandlinien, Terrassen und Muschelbänken, die sich in fast ununterbrochener Reihe in jedem Fjord finden, geht hervor, daß die See im letzten Abschnitt der Eiszeit und lange nachher an den isländischen Küsten höher hinauf gegangen ist und die Niederungen unter Wasser gestanden haben. Am Schlusse der Eiszeit, als das ganze innere Island noch mit Gletschern bedeckt war, ging das Meer an den Küsten 80—130 m höher als der jetzige Meeresspiegel. Derselbe befand sich auf dem Hauptlande ca 130 m höher und darüber, und auf der nordwestlichen Halbinsel sind aus jener

[1]) Eine Untersuchung der isländischen Insektenwelt würde von großem Interesse sein, aber die isländische Entomologie ist vollständig vernachlässigt worden, es sind nur Verzeichnisse einiger Abteilungen nach den Sammlungen von O. Staudinger vom Sommer 1857 vorhanden.

Zeit Strandlinien in den steilen Vorgebirgen nach dem Meere hinaus 80 m höher als die jetzige Meeresfläche vorhanden. Dasselbe gilt aber nicht von den Fjorden, die damals von Gletschern angefüllt waren; dann zog sich das Meer nebst der rein glazialen Fauna allmählich zurück, die negative Verschiebung der Küstenlinie bleibt dann ziemlich lange auf der Höhe von 30—40 m stehen, worauf sie ihren Weg ununterbrochen bis auf den heutigen Tag fortsetzt.

Man wird aus dem angeführten ersehen, daß die geologischen Beobachtungen die Hypothese von einer postglazialen Landbrücke nicht unterstützen, im Gegenteil muß dieselbe vom geologischen Gesichtspunkt aus als ganz unhaltbar betrachtet werden. Nach dem Schlusse der Eiszeit müssen Pflanzen und Tiere auf der Wanderung nach Island dieselben Verkehrsmittel benutzt haben, die ihnen noch heute zu Gebote stehen, wenn sie über das Meer wandern wollen; im Miocän war dahingegen aller Wahrscheinlichkeit nach eine wirkliche Landbrücke vorhanden, so daß die Organismen den Landweg benützen konnten und nicht nötig hatten, sich dem nassen Element anzuvertrauen [1]).

Die Hauptresultate der angeführten Beobachtungen und Betrachtungen sind in Kürze folgende: In der Mitte des Miocän war Island durch eine breite Landbrücke mit Grönland, den Faröer und Schottland verbunden; diese Landbrücke war ein vulkanisches Hochland oder Plateauland, aus unzähligen, von Kraterreihen und Spalten hervorgebrachten Lavaströmen gebildet. Das Plateau, mit einer Höhe von 3—4000 m ü. M., wurde gegen das Ende des Miocän zerstückt und senkte sich; durch diese Senkung in Verbindung mit Abrasion wurden die Länder getrennt und haben seitdem nicht in Verbindung miteinander gestanden. Island war jedoch damals nach der Trennung bedeutend größer als jetzt, indem sich das Land nach allen Seiten 50—100 km weiter ausdehnte. Die Senkung wurde gleichmäßig, wenn auch vielleicht mit geringerer Intensität, durch das Pliocän fortgesetzt und gleichzeitig die unterseeische Plattform innerhalb der 100 Faden-Linie abradiert; die Abrasion währte bis in die Periode »Red Crag« und fand hier ihren Abschluß. Im Pliocän wurden Island querdurch von neuen Bruchlinien zerklüftet, die infolgedessen eine heftige vulkanische Tätigkeit entwickelten und Tuff, Breccie und Lava bildeten; diese Tätigkeit ist auf denselben Linien durch die Eiszeit bis auf den heutigen Tag fortgesetzt worden. Während die Produktion anfänglich überwiegend aus Asche und Bruchstücken von Lava bestand, wurden später Lavaströme, erst doleritische, dann basaltische allgemein. Als die Eruptionsperiode, welche den vulkanischen Tuffgürtel quer über Island bildete, begann, war bereits ein Teil der Abrasionsfläche durch die Brandung ausgemeißelt worden. Seit dem Miocän ist Island (die Landplatte selbst) einer anhaltenden Senkung ausgesetzt gewesen, die bis auf den heutigen Tag fortdauert, aber vom Schlusse des Pliocän bis in die Gegenwart ist die Meeresfläche an den Küsten des Landes verschiedenen bedeutenden Oszillationen unterworfen gewesen, mit den Grenzziffern von 80 m positiver und 250 m negativer Verschiebung der Strandlinie. Am Schlusse des Pliocän und in dem allerfrühesten Abschnitt der Eiszeit sank die Strandlinie gegen 250 m unter das jetzige Niveau hinab, und in der breiten, in trocknes Land verwandelten unterseeischen Plattform bildeten sich Erosionsrinnen. Darauf trat mit dem zunehmenden Wachstum der Gletscher eine positive Bewegung der Strandlinie ein, sodaß dieselbe während der größten Vereisung vermutlich nur 100 m niedriger als jetzt lag; diese Bewegung setzte sich durch die Eiszeit fort, und am Schlusse derselben waren sämtliche Niederungen vom Meere bedeckt, und die Küstenlinie lag 80 m höher als jetzt. Seitdem begann eine negative Verschiebung der Strandlinie,

---

[1]) Th. Thoroddsen: Hypotesen om en postglacial Landbro over Island og Færöerne set fra et geologisk Synspunkt. (Ymer, Stockholm 1904, S. 392—99.)

und das Meer blieb einige Zeit lang auf der Höhe von 40 m über der jetzigen Strandlinie stationär, worauf es zum Niveau der Gegenwart hinabsank. Die isländischen Buchten und Fjorde verdanken sowohl tektonischen Bewegungen als auch Erosion ihre Entstehung. Die Buchten entstanden meistens am Schlusse des Miocän infolge von Senkungen, die Täler und Fjorde wurden durch die Erosion der Flüsse im Pliocän gebildet, aber später von den Gletschern der Eiszeit vertieft. Die isländischen Fjorde haben dieselben charakteristischen Formen wie die norwegischen, wenn auch nicht in einem so ausgeprägten Grade, was vielleicht mit der geringeren Mächtigkeit der Gletscher und der geringeren Höhe der dahinter liegenden Gebirge zusammenhängt. Die erste Anlage einiger Erosionsrinnen ist Bruchlinien in der Landplatte zuzuschreiben. Die Fjorde sind ausschließlich an Basalt gebunden und fehlen im jüngeren Tuffgebiet.

VII. Übersicht über die geologischen Formationen und ihre geographische Ausbreitung. I.

1. Die Basaltformation. 2. Gänge. 3. Surtarbrandur. 4. Gabbro. 5. Liparit und Granophyr.

1. Die Basaltformation.

Über die Hälfte von Island besteht aus Basalt, der im nördlichen, östlichen und westlichen Teile des Landes mit gewaltigen, dunklen Mauern nach dem Meere hinaus zutage tritt, etwa wie auf den Faröer-Inseln, nur mit dem Unterschied, daß die isländischen Basaltgebirge viel größere Dimensionen besitzen. Im ersten Abschnitt haben wir flüchtig die allgemeine äußere Skulptur dieser Gebirge behandelt und im sechsten Abschnitt ihre tektonischen Verhältnisse, sowie die Neigung der Basaltdecken in den verschiedenen Teilen des Landes besprochen. Mit Rücksicht auf die Ausbreitung des Basalts erlaube ich mir auf die geologische Karte von Island hinzuweisen. An dieser Stelle soll nur versucht werden, eine allgemeine Übersicht der Struktur der Basaltgebirge zu geben, obwohl dieselbe bei weitem nicht hinlänglich untersucht ist. Spezielle Untersuchungen auf dem Gebiet der isländischen Geologie sind bisher nicht wahrgenommen worden, und die Resultate meiner eigenen und der Forschungen anderer Gelehrten dürfen nur als erste Pionierarbeiten betrachtet werden. In einem schwer zugänglichen Lande, von welchem noch keine Spezialkarten vorhanden sind, muß man sich einstweilen mit allgemeinen Übersichten begnügen, erst wenn die Regierung sich einmal entscheidet, Island systematisch vermessen und geologisch untersuchen zu lassen, kann man genaue Aufklärung über Details und Antwort auf viele, bisher ungelöste Fragen erwarten.

Die Basaltgebirge erheben sich aus dem Meere als schichtweise aufgebaute Mauern mit schmalen, stufenförmigen Absätzen, die besonders nach einem Schneefall deutlich hervortreten; an einigen wenigen Stellen sind die einzelnen Stufen mit etwas Moos bewachsen, aber im allgemeinen fehlt an diesen steilen Gebirgsabhängen jegliche Vegetation. Der oberste Teil der Gebirge besteht aus sehr steilen Wänden, dahingegen ist der untere meistens mit Schutthalden, herabgefallenen Felsblöcken und Geröll bedeckt; die losen Massen reichen in der Regel bis zur Mitte des Gebirges, zuweilen auch noch höher hinauf. Häufig bildet der untere Teil der Gebirge Terrassen, die nach unten zu breiter werden, in welchem Falle die eigentlichen Schutthalden von geringen Dimensionen sind, weil die Gletscher der Eiszeit höchstwahrscheinlich eine Menge Schutt und Steine fortgeführt haben.

Im großen ganzen sind die Gesteine, welche die Bestandteile der Basaltformation bilden, außerordentlich einförmig. Dieselben sind durchgängig Basalte, obwohl man bei näherer Untersuchung der Bruchstücke unter einer Felswand finden wird, daß mit Rücksicht auf Struktur, Umbildung und wechselseitige Verteilung und Größe der einzelnen Bestandteile unendlich viele Variationen innerhalb der engen Grenzen der Basaltfamilie vorkommen. Die Färbung ist dunkel mit mannigfaltigen Schattierungen von dunkelgrau bis zu pechschwarz, bisweilen ist dieselbe auch bräunlich. Die Größe des Korns ist sehr verschieden, und man kann hier wie anderwärts die Gesteine als Dolerit, Anamesit und den eigentlichen Basalt unterscheiden. Graue Dolerite von demselben Aussehen wie die doleritischen, gescheuerten Lavaströme sind ebenfalls vereinzelt in mächtigen Decken innerhalb der älteren Abteilungen der miocänen Basaltformation vorhanden. Betrachtet man eine Basaltwand aus unmittelbarer Nähe, so zeigt es sich, daß einige Lagen dicht, andere grobkörnig, doleritisch, porphyritisch oder mandelsteinartig sind, letztere mit mehr oder weniger gefüllten Blasenräumen; etliche Lagen sind von Säulenstruktur oder in verschiedenem Grade regelmäßig zerklüftet, andere sind in Platten gesondert oder gestreift, noch andere sind schlackig oder bestehen aus Lavabreccie, auch ist die Verwitterung in den einzelnen Lagen mehr oder weniger fortgeschritten. Trotz der verwirrenden Mannigfaltigkeit der Einzelheiten ist die Gesamtheit gleichartig.

Die vielen Variationen in der äußeren Erscheinung der isländischen Basalte sind hauptsächlich durch die Feinheit des Korns der einzelnen Mineralien, der Menge derselben und ihr Verhältnis zu einander bedingt. Mit Rücksicht auf ihre Dimensionen und Gruppierung sind die einzelnen Kristalle von Plagioklas, Augit und Magnetit sehr verschiedenartig entwickelt. Oft kommen einzelne Kristalle in beträchtlicher Größe ausgeschieden in einer feinkörnigen Grundmasse vor, welche letztere zuweilen Mikrofluidalstruktur besitzt; Glas findet sich ausschließlich in den Gängen. Apatit wird selten und in geringer Menge angetroffen. Magnetit tritt bisweilen so reichlich auf, daß der Kompaß beeinflußt wird. Olivin ist gewöhnlich in großen makroskopischen Kristallen, vorzugsweise in den Doleriten, vorhanden und besitzt dann häufig einen stark metallisch schillernden Glanz, in dichteren Basalten kommt derselbe spärlicher vor, oder er fehlt gänzlich, obwohl sich auch Basalte finden, die dermaßen mit Olivin angefüllt sind, daß die Grundmasse beinahe ganz verschwindet. Zuweilen enthalten die isländischen Basalte große porphyritisch ausgeschiedene Anorthitkristalle, stellenweise habe ich einen fast reinen Anorthitfelsen gefunden; so besteht der westliche Teil von Hrappsey zum großen Teile aus hellem, grobkörnigem Gestein, das beinahe ausschließlich aus Anorthit mit einzelnen Körnchen Magnetit und Titaneisen zusammengesetzt ist, während ein braunes Basaltglas in einige Risse eingedrungen ist. Dieses von dünnen Basaltgängen durchsetzte Gestein weist stellenweise kugelförmige Absonderungen auf. Im untersten Teile von Esja und an mehreren anderen Orten der tiefer gelegenen Niveaus finden sich Gesteine, welche dem Aussehen und der Zusammensetzung nach vollständig alten Diabasen gleichen. Die Menge der Kieselsäure in den isländischen Basalten schwankt zwischen 47—53 Proz., und das spezifische Gewicht beträgt nach F. Zirkel 2,77—3,05. Eigentliche Augitandesiten sind von Island nicht bekannt, ebenso wenig Leuzit oder Nephelinbasalte.

Die Struktur der einzelnen Basaltdecken ist, wie bereits erwähnt, sehr verschieden. Die dicken und dichten Basaltdecken sind häufig in regelmäßige Säulen abgesondert oder auch in unregelmäßige viereckige Stücke abgeteilt. Die Säulen sind mit Rücksicht auf ihre Dicke, Höhe und Regelmäßigkeit sehr verschiedenartig; meistens sind die regelmäßigen Säulen sechseckig, obwohl auch drei- und viereckige ziemlich häufig vorkommen. Die Länge der Säulen ist sehr verschieden und kann 20—30 m betragen. Zuweilen sind die einzelnen Säulen in dünne Platten gespalten oder auch aus Stücken oder Gliedern, bis-

weilen auch aus Kugeln zusammengefügt. Diese Säulen sind nicht selten gekrümmt oder schief, aber in den gewöhnlichen Basalt- und Doleritdecken meistens gerade und senkrecht, während dieselben in den intrusiven Lagen innerhalb der Palagonitformation alle möglichen Stellungen einnehmen, und in den Gängen wagerecht sind. Es ist nicht ausgeschlossen, daß etliche Basaltdecken mit Säulenstruktur intrusive Lagen (sills) sind, aber diese Verhältnisse ermangeln einstweilen der Untersuchung. Die Gegend bei Stapi auf Snæfellsnes ist wegen ihrer schönen Reihen von Basaltsäulen bekannt, in denen das Meer große Höhlen ausgebrochen hat; diese Säulen finden sich im Rande eines postglazialen Lavastroms. Hohe gegliederte Säulen kommen in altem Basalt in Brandstangi auf Hrappsey vor. Am Godafoss im Skjálfandafljót finden sich gebogene Säulen, während am Eldeyjarfoss desselben Flusses hohe und schlanke, vier- und sechseckige Säulen vorhanden sind; bei Fródá auf Snæfellsnes kommen hohe und schlanke, etwas gebogene Basaltsäulen vor. Am Litlanesfoss im Fljótsdalshjerad finden sich eine Menge hoher Basaltsäulen, sowohl gerade als auch gebogene, in verschiedenartigen Stellungen. Auf Melrakkanes am Hamarsfjördur sind mehrere Reihen kleiner Basaltsäulen übereinander vorhanden, und wo dieselben aufeinander stoßen, finden sich stellenweise Höhlen. Bei Nordurá im Borgarfjord, in der Nähe von Brókarhraun sind etliche eigentümliche Basaltsäulen wie Schlangen gewunden, in Hnúkur im Vatnstal finden sich gebogene Säulen, in Borgarvirki dicke, in dünne Platten gespaltene Säulen; bei Skagaströnd bestehen die Basaltsäulen aus zusammengefügten, nach unten konvexen, nach oben konkaven Gliedern; bei Kirkjubær auf Sida befindet sich der bekannte Kirkjugólf, eine glatte Felsenfläche, dem Anschein nach aus regelmäßig zusammengefügten Platten bestehend, die in Wirklichkeit Enden von Basaltsäulen sind. Ferner sind am Gullfoss und an unzähligen anderen Orten schöne Basaltsäulen vorhanden. In der Nähe von Dynjandi am Arnarfjördur tritt an einer Stelle die eigentümliche Erscheinung zutage, daß sich in der Mitte einer Felswand eine Reihe großer Basaltsäulen befindet, deren unterste Enden derartig von der Erosion mitgenommen sind, daß sie in der Entfernung einer Reihe großer Orgelpfeifen gleichen. In dicken Basaltdecken nehmen die Basaltsäulen häufig zwei Drittel der Mächtigkeit ein, während der oberste Teil aus unregelmäßig zerklüftetem oder schlackigem Basalt besteht; dahingegen ist die Schlackenkruste auf der unteren Seite oft sehr unbedeutend. Wo Basaltströme in der Surtarbrandformation Tonlagen berührt haben, sind diese zuweilen verändert und rötlich gefärbt, oder auch ist der Ton säulenförmig abgesondert.

Bisweilen besitzt der isländische Basalt Bandstruktur oder er ist mit Streifen von feinerem und gröberem Material durchzogen, zuweilen finden sich auch Ansätze zur Schlierenbildung, und oft enthalten die verschiedenen Lagen eine ungleiche Menge von Blasenräumen; infolge von Verwitterung treten die Lagen als Rippen oder Streifen an die Oberfläche, und in der Entfernung gleicht das Gestein häufig grobem Tuff. In dünne, klingende Platten gespaltene graue Basalte und Dolerite sind in den obersten Schichtfolgen sehr allgemein, und wenn man in Basaltgegenden über Gebirgspfade reitet, findet man oft die Oberfläche mit Tausenden von dünnen und dicken Stücken von zerbrochenen Basaltplatten übersät. Zwischen den dichteren Basaltdecken kommen stellenweise unregelmäßige Lagen von Lavabreccie vor, höchstwahrscheinlich alte Ströme von Blocklava (apalhraun), die gleich den modernen Blockströmen schlackige Stücke und Platten, sowie einzelne eckige, dichte Bruchstücke, alles unordentlich durcheinander gemischt, enthalten.

Mächtige Lagen von Mandelstein werden an vielen Orten, namentlich in den tiefer gelegenen Teilen der Basaltplateaus angetroffen, häufig sind dieselben sehr verwittert, so daß sie kaum zusammenhängen können und zuweilen beim ersten Blick Tuff, Breccie oder Konglomeraten gleichen, da die verschiedenen Teile der Verwitterung ungleichen

Widerstand leisten. Die Blasenräume sind mit Zeolithen, Quarz und Kalkspat ausgefüllt. Island ist wegen seiner zahlreichen, gut entwickelten, teilweise seltenen Zeolitharten bekannt, die in der Basaltformation in verschiedenen Landesteilen angetroffen werden. Ein bekannter Fundort für Zeolithe ist Teigahorn am Djúpivogur, schöne Kalzedone sind in Grákollur am Reydarfjördur vorhanden. An mehreren Orten findet sich reiner Kalkspat in Spalten im Basalt, so z. B. in Esja, in der Nähe von Mógilsá, wo der dort vorkommende Kalk eine Zeitlang praktische Verwendung beim Bau der Häuser in Reykjavík fand, außerdem wird Kalk in Skardsheidi und an anderen Orten angetroffen. Dieser im Basalt ausgeschiedene Kalk ist jedoch nur von geringer praktischer Bedeutung und fast sämtlicher Kalk muß eingeführt werden, da der isländische Erdboden ungewöhnlich arm an Kalkgehalt ist. Der Fundort des berühmten isländischen Doppelspat in der Nähe von Helgustadir am Reydarfjord liegt 100 m ü. M. in einem Bergabhang aus Basalt; hier sind eine Menge verschlungene Kalkspatadern von ungleicher Mächtigkeit in stark verwittertem Basalt vorhanden; die größten Doppelspatkristalle, mit Reihen von Desminen bewachsen, haben sich in rötlichem Ton entwickelt. Ein ähnlicher, wenngleich nicht so ergiebiger Fundort für Doppelspat befindet sich am Djúpifjördur auf dem Westlande [1]), und kleinere Quantitäten desselben Minerals werden an vielen anderen Orten der isländischen Basaltformation angetroffen. Basaltdecken oder Basaltgänge enthalten selten Bruchstücke anderer Gesteine, wohingegen es recht allgemein ist, daß Liparitgänge Bruchstücke von Basalt enthalten. In der Nähe von Kvígindisfell habe ich doch in einem Anamesit mit platten- und schieferförmiger Absonderung Bruchstücke eines dichten Basalts gefunden.

Die einzelnen Basaltdecken in den Gebirgsabhängen sind von sehr ungleicher Mächtigkeit und Ausdehnung, häufig sind dieselben linsenförmig und zwischeneinander eingekeilt, so daß man oft beobachten kann, wie der einzelne Strom auf einer verhältnismäßig kurzen Strecke sich nach beiden Seiten abflacht und verschwindet, was namentlich von dünneren Basaltschichten gilt, obwohl man auch bisweilen beobachtet, daß dicke Lagen auf einer kurzen Strecke dünn werden und sich zwischen die anderen Lagen einkeilen, wie es bei Botn im Súgandafjördur der Fall ist, wo eine linsenförmige, 30—40 m dicke Basaltdecke von dichtem Basalt sich auf einer Strecke von ca 300 m nach beiden Seiten zwischen die anderen Basaltdecken einkeilt. Ähnliche Verhältnisse treten sehr deutlich in den steilen Gebirgsabhängen am Kjálkafjördur und an anderen Fjorden auf Bardaströnd, in Mýrahyrna am Grundarfjördur, sowie bei Djúpivogur zutage, wo ich beobachtete, daß ein Basaltstrom die Spalten eines anderen, darunterliegenden, ausgefüllt hatte. Beim Betrachten der Gebirgsabhänge erhält man den Eindruck, daß viele kleine Lavaströme um den Platz gekämpft haben, wie man es an vielen Stellen in den modernen Lavawüsten sieht, wo Ausbrüche von vielen nahe beieinander liegenden Kraterreihen und Spalten stattgefunden haben. Zuweilen finden sich, über große Areale ausgebreitet, mächtige Decken häufig mit Säulenstruktur, die sich viele Kilometer in den Gebirgsabhängen verfolgen lassen.

Betrachtet man vom Boden einer der großen Klüfte in den modernen, postglazialen Lavaströmen die zu beiden Seiten emporstrebenden Lavawände, so wird es einem sofort in die Augen fallen, daß dieselben mit Rücksicht auf Struktur und Bau völlig den miocänen Basaltwänden gleichen, mit dem einzigen Unterschied, daß das Gestein in den neueren Lavaklüften frischer und weniger verwittert ist, obwohl auch unter den alten Basalten Profile angetroffen werden, deren einzelne Lagen sehr wenig vom Zahn der Zeit berührt zu sein scheinen. Ebenso sieht man die Anordnung der einzelnen Ausflüsse in den Fels-

[1]) Diese beiden Fundorte für Doppelspat habe ich beschrieben in Geol. Fören. Förhandl. XII, Stockholm 1890, S. 247—54, und in Himmel und Erde III, Berlin 1891, S. 182—87.

wänden, welche aus doleritischen, geschrammten Laven, wie z. B. in Asbyrgi, bestehen, wo die linsenförmige Gestalt der einzelnen Ströme besonders deutlich zutage tritt. Was die Profile der gewaltigen Lavaströme betrifft, welche in historischer Zeit von einem einzelnen, kürzere oder längere Zeit andauernden Ausbruch der isländischen Vulkanspalten (Laki, Eldgjá u. a. m.) herrühren, so wird man die Beobachtung machen, daß ein derartiges Lavafeld aus vielen dünnen und dicken Strömen zusammengesetzt ist, die durch fortgesetzte Ausflüsse aus der Spalte und ihren verschiedenen Kratern während derselben Ausbruchsperiode zutage gefördert wurden, so daß ein Ausbruch bei günstigen Terrainverhältnissen eine 100—200 m dicke Lavamasse mit vielen scharf abgesonderten Lagen von verschiedenartiger Struktur produzieren kann. Deshalb ist es nicht ausgeschlossen, daß innerhalb der Basaltformation mächtige und ausgedehnte Basaltdeckenkomplexe von fortgesetzten, kürzere oder längere Zeit andauernden Ausbrüchen einer einzelnen Spalte herrühren.

Die Anzahl der Basaltdecken in den einzelnen Gebirgsabhängen, sowie die Dicke der einzelnen Lagen ist sehr verschieden. Es läßt sich denken, daß zahlreiche Basaltdecken vorhanden sein müssen, wo Felsmauern mit abfallenden Basaltlagen, wie stellenweise im Ostlande, sich bis zu einer Höhe von 1000 m erheben, dahingegen ist es nicht immer leicht, die Anzahl derselben festzustellen, indem sich die einzelnen Decken zwischeneinander einkeilen und deshalb schwierig voneinander zu unterscheiden sind, auch bedecken oft Schutt und Bergstürze große Strecken des Bergabhanges. Bei Bildudalur im Westlande zählte ich in der oberen Hälfte des Gebirgsabhanges, während die untere durch Schutthalden verhüllt ist, 30 Basaltlagen, also müssen im ganzen, vom Niveau des Meeres an gerechnet, 60 Lagen vorhanden sein; der Bergabhang hat eine Höhe von ca 500 m, demnach hat jede Basaltdecke eine durchschnittliche Dicke von ca 8 m. Bei Langivatnsdalur vermaß ich in einem Bergabhang eine Reihe von Basaltdecken, die durchschnittlich ebenfalls eine Mächtigkeit von 7—8 m besaßen. Im Fagraskógarfjall bei Mýrar zählte ich im oberen Teile des 400 m hohen Berges 50 Basaltlagen, demnach muß der ganze Berg ungefähr 80 Lagen enthalten, die jedoch durchschnittlich nur 5 m dick sind. Etliche Basaltdecken sind nur 2—3 m dick, andere erheblich dicker. Auf den modernen Vulkankuppeln (Dyngja-Gestalt) beträgt die Dicke der einzelnen Lavalagen bisweilen nur wenige Zentimeter, die Lava scheint fast so dünnflüssig wie Wasser gewesen zu sein. Eine Basaltdecke auf Súgandisey besitzt eine Mächtigkeit von 30 m, eine andere zwischen Lokinhamrar und Stapadalur am Arnarfjördur war ca 4 km lang und 60—80 m dick, und am Hvalfjördur, z. B. in Thyrill, haben etliche Basaltdecken eine Mächtigkeit 40, 50 und 60 m.

Zwischen den Basaltdecken finden sich sehr häufig dünne rote Lagen, die aus alten Schlacken und deren Umbildungsprodukten, Basaltstückchen, Glasstümpfchen, Zeolithen u. a. m. bestehen und meistens nur eine geringe Mächtigkeit (½, 1 und 1½ m) besitzen, auch sind dieselben bisweilen in roten Ton verwandelt. Diese Lagen sind wahrscheinlich gleich den Basaltdecken während derselben Ausbrüche von ausgeworfenen Schlacken und Asche gebildet worden und rühren vielleicht zum Teil von den Schlackenkegeln der alten Krater her. An einigen Orten sind auch dickere Lagen von roter Schlackenbreccie vorhanden, wie bei Hólar im Hjaltadal und am Húsafell, wo dieselben eine Mächtigkeit von 10—12 m besitzen; an beiden Orten wird diese rote Schlackenbreccie als Baumaterial verwendet. Auf der nordwestlichen Halbinsel, sowie an anderen Orten, kommen dünne rote Lagen so häufig vor, daß sie geradezu charakteristisch für die Gebirgsabhänge sind; dieselben treten abwechselnd mit den Basaltdecken auf und bieten der Erosion günstige Angriffspunkte. Die vielen fließenden Gewässer, welche in kleinen Kaskaden an den Bergabhängen herabfallen, graben Höhlen zwischen die Basaltdecken, welche infolgedessen allmählich nachgeben.

Untergeordnete Lagen von Palagonittuff und Breccie, vereinzelt auch von Konglomeraten, finden sich zwischen den Basaltdecken über den größten Teil des Landes verbreitet. Diese eingeschichteten Lagen in der Basaltformation sind bisher noch nicht genauer untersucht worden, obwohl es vom größten Interesse sein würde, ihre Beziehungen zu den Basaltdecken und der tertiären Ausbruchstätigkeit kennen zu lernen. Die mächtigsten Tuff- und Breccielagen treten zusammen mit sedimentären Bildungen, Lignit, versteinertem Holze und Blattabdrücken in dem Niveau auf, das der sogenannten Surtarbrandformation angehört, die wir später besprechen werden. Außerhalb derselben kommen auch in verschiedenen Landesteilen erhebliche Zwischenlagen von Palagonitbreccie und Tuff vor, die genauer untersucht werden müßten. Auf Jökuldalur sind in der Nähe von Eiriksstadir und Grund beträchtliche Tufflagen zwischen den Basaltdecken vorhanden, am südlichen Ende von Fljótsdalur finden sich zwischen den höchstgelegenen Basaltlagen Konglomerate, und mitten in den steilen Dyrfjöll kommen ebenfalls Tuffbildungen vor. Zuoberst in Hreggerdismúli in Sudursveit befindet sich unter einer Decke von Basaltsäulen eine Breccielage und durch diese streckt sich ein Gang zum Basalt hinauf. Beträchtliche Massen von Tuff, Breccie und Konglomeraten kommen im oberen Teile der mächtigen Basaltgebirge um Kjós und ebenso am Hvalfjördur, z. B. im Múlafjall und Botnsheidi, wie am Nordurárdalur (im Kattarhryggur, Tröllakirkja u. a. m.) vor. Tuffe und Breccien, teilweise in Verbindung mit Konglomeraten, finden sich in großen Massen auf Snæfellsnes, dessen interessante geologische Verhältnisse eine zukünftige genauere Untersuchung erheischen. Meine eigenen Beobachtungen während eines zweimonatlichen Ausflugs im Jahre 1890 habe ich in einer besonderen Arbeit [1]) geschildert.

Die Inseln im Breidifjördur bestehen aus Basalt, mit Ausnahme einzelner, wie Hvítabjarnarey, welche größtenteils aus Palagonitbreccie aufgebaut ist. Sehr beträchtliche Tuff- und Brecciebildungen sind in den obersten Teilen der Täler des Nordlandes vorhanden, namentlich in Vatnsdalur, Blöndudalur und Skagafjördur. Bei Kirkjuhvammur auf Vatnsnes treten mächtige Tufflagen und vielleicht auch Tonlagen zuoberst in der Basaltformation zutage, auch kommen Zwischenlagen von Breccie bei Tindastóll vor. Im obersten Ende von Skorradalur finden sich bedeutende Lagen von Breccie und Konglomeraten zwischen mächtigen Schichtfolgen von Basalt. Auf der nordwestlichen Halbinsel sind mitten in der Basaltformation Tuffe und Breccien, Tonlagen und Konglomerate ganz allgemein, jedoch scheint die Mehrzahl dieser Zwischenlagen in naher Beziehung zur Surtarbrandformation zu stehen, weshalb dieselben später erwähnt werden sollen. Sicherlich wird es eine lohnende, wenngleich schwierige Aufgabe sein, die Basaltformationen in den Einzelheiten zu untersuchen, aber solange Island noch nicht mit Genauigkeit kartographisch aufgenommen ist und daher keine Spezialkarten vorhanden sind, ist es beinahe unmöglich, derartige Arbeiten zufriedenstellend auszuführen.

2. Gänge in der Basaltformation.

Einstweilen entbehren wir eine genauere Kenntnis der Tausende von Gängen auf Island, denn eine Untersuchung derselben kann nicht von einem einzelnen Manne ausgeführt werden, sondern muß einer systematischen, geologischen Aufnahme vorbehalten bleiben. Hier kann ich nur einige allgemeine Aufklärungen geben, die auf Beobachtungen, hier und da in allen Teilen des Landes angestellt, basiert sind. Das Alter der Gänge ist sehr verschieden, dieselben scheinen aus allen Zeiträumen der geologischen Geschichte von Island herzurühren, obwohl gewisse Zeitabschnitte sehr viel reicher an Gangbildungen waren, als

[1]) Geologiske Jagttagelser paa Snæfellsnes, Stockholm 1891, 96 S.

andere. Man muß die Gänge, welche der Basaltformation angehören, von denen in der Palagonitformation unterscheiden, ebenso zwischen den Gängen der verschiedenen Altersstufen innerhalb jeder einzelnen Formation einen Unterschied machen. In der Basaltformation kommen einige wenige Gänge vor, die älter als der Surtarbrand sind, andere sind am Schlusse der Surtarbrandperiode gebildet, und noch andere, bei weitem die größere Menge, ziehen sich durch alle Basaltdecken bis in die höchsten Gipfel der Gebirge hinauf und sind älter als die Palagonitformation und die gescheuerten Dolerite, und größtenteils auch älter als die spätmiocänen Dislokationen. In der Palagonitformation finden sich unzählige intrusive Lagen und verzweigte Basaltgänge, obwohl die letzteren besonders zahlreich in den älteren Abteilungen dieser Formation angetroffen werden, während dieselben in den jüngsten Tuffen seltener vorhanden sind. Die gescheuerten Dolerite sind nur von Gängen durchbrochen, welche der modernen, postglazialen Vulkantätigkeit angehören. Die Gangbildung wird jedoch sicherlich in der Gegenwart nicht allein durch vulkanische Ausfüllung der auf der Oberfläche eruptiven Spalten, sondern auch durch intrusive Gänge, welche nicht an die Oberfläche gelangen, fortgesetzt. Im Verhältnis zum Basalt und zur Breccie ist die Menge der Liparite nur unbedeutend, obwohl dieselben über das ganze Land verbreitet sind. Der Liparit tritt sehr häufig in intrusiven Massen oder in Gängen von sehr ungleichem Alter auf. Ebenso wie in postglazialer Zeit unter unzähligen basaltischen Ausbrüchen einzelne liparitische vorkommen, muß ein Gleiches in der Vorzeit stattgefunden haben; der Liparit gehört nicht einem einzelnen Zeitabschnitt an, alle Perioden weisen denselben auf. So findet man intrusive Liparitmassen und Gänge, sowohl in den älteren und jüngeren Abteilungen der Basaltformation, als auch in der Palagonitformation. In den Basaltgebirgen erstrecken sich einzelne Liparitgänge aufwärts durch alle Decken, andere verschwinden in den unteren Abhängen der Gebirge, viele sind von Basaltgängen durchsetzt, was ebenfalls umgekehrt stattfindet. Intrusive Gabbromassen finden sich im Basalt im Ostlande, wo der Gabbro von Basalt-, Liparit- und Granophyrgängen durchschnitten ist, welche ebenfalls die Basaltdecken durchsetzen.

Hierauf gehen wir zur näheren Schilderung der in der Basaltformation befindlichen Basaltgänge über, während die anderen später besprochen werden sollen. Diese Basaltgänge besitzen häufig eine bedeutende Mächtigkeit und heben sich vom Terrain mannigfach und recht in die Augen fallend ab, so daß die Bevölkerung schon frühzeitig dieselben bemerkte und ihnen verschiedene Namen (bríkur, berghleinar, fjalir, tröllahlöð, strengberg u. a.) beilegte, auch sind dieselben an verschiedenen Orten mit Kobolden und Riesen in Verbindung gebracht; so heißt ein mächtiger Gang bei Skriduklaustur im Ostlande »Tröllkonustigur« (Giants-Causeway) und ein anderer Gang im Látrabjarg trägt den Namen »Tröllkonuvadur« (Seil der Riesin). An vielen Orten, namentlich auf der nordwestlichen Halbinsel, ziehen sich die Gänge wie Reihen von gewaltigen Mauern an den Gebirgsabhängen über das schmale Küstenland hinab und erstrecken sich als Schiffsbrücken in das Meer hinaus; mehrere Riffe und Felsen außerhalb der Küste rühren von zertrümmerten Gängen her, an einigen Orten, wie in Breiddalsvík und in den Fjorden bei Bardaströnd sind Gänge vorhanden, welche sich als Reihen von Scheren quer über die Fjorde erstrecken, und an einigen Stellen dieselben unfahrbar machen, während sie anderwärts Häfen bilden. Häufig sind Gänge, welche sich in das Meer hinaus erstrecken, beliebte Zufluchtsorte für Seevögel, denen sie Schutz und Schirm bei Unwetter gewähren. Auf einigen draußen im Meere emporragenden Gangstücken, wie auf dem früher erwähnten Hvítserkur bei Vatnsnes und anderen, bauen Seevögel ihre Nester. Zuweilen ist die Seite eines Ganges durch Erosion derartig bloßgelegt, daß sich dieselbe wie eine gewaltige Platte senkrecht erhebt. In der Bergspitze zwischen Bildudalur und Otrardalur findet sich unter anderen ein Gang, der

sich auf der anderen Seite des Arnarfjördur in Langanes fortsetzt und demnach wenigstens eine Länge von 15 km besitzt; ein Stück dieses Ganges, das durch Erosion auf beiden Seiten bloßgelegt ist, erhebt sich vom Gebirgsabhang und deckt als eine gewaltige Panzerplatte einen großen Teil desselben. Ein ähnlicher Gang ist am Thorskafjördur (Reykjanesfjall) vorhanden. Auf Bardaströnd befindet sich bei Raudsdalsskörd eine lange Gangmauer, welche sich weit in das Meer hinaus bis zu dem sogenannten Stórfiskasker erstreckt; früher befand sich in einer Scharte dieser Steinmauer ein Galgen, an welchem Verbrecher gehängt wurden; an einigen Orten dienen dergleichen Gangmauern als Grenzen zwischen Ländereien. Eine erhebliche Rolle spielen die Gänge bei der Ausmeißelung der Gebirgsabhänge durch die Erosion, indem die Basaltgänge häufig eine große Widerstandskraft besitzen. Liparitgänge sind dahingegen nicht selten weniger widerstandsfähig als der dieselben umgebende Felsen, so daß an ihrer Stelle Klüfte entstehen.

Sehr häufig sind die Basaltgänge in regelmäßig liegende Säulen abgeteilt, die senkrecht auf der Abkühlungsfläche stehen, weshalb ihre Stellung den Krümmungen und Buchten des Ganges folgt. Aus der Entfernung gesehen, gleichen viele Gänge vollständig großen Holzstapeln mit regelrecht gepackten Holzstücken. Bei Hafranes, auf der Südseite des Reydarfjördur erstrecken sich mehrere Gänge wie Brücken in das Meer hinaus und setzen sich quer durch die Gebirge bis zum Fáskrudsfjördur fort, wo dieselben, mit der Richtung N 20° O, gleichfalls wie Brücken in den Fjord hinausgehen. Die Gänge bei Hafranes sind aus regelmäßigen, liegenden Säulen zusammengesetzt, mit einer Länge von 8—9 m und von ½—1 m Durchmesser; zwischen den Gängen ist der Basalt schlackig, im übrigen waren keinerlei Kontakterscheinungen zu bemerken. Ähnliche Gänge mit einer einzelnen Reihe ebenso großer Säulen kommen an vielen anderen Orten im östlichen Island, sowie auf der nordwestlichen Halbinsel vor, z. B. am Berufjördur, Hamarsfjördur, bei Hofsdalur, Gerdhamrar im Dyrafjördur, Klofar, Drangavík, am Trostansfjördur und mehreren anderen Orten.

Aus mehreren Säulenreihen zusammengesetzte Gänge sind ebenfalls allgemein. Bei Brúarfossar auf Mýrar wurde ein 10 m starker Gang mit der Richtung N 10° W beobachtet, dessen Gangmasse aus 7—8 Säulenreihen bestand; die größten Säulen befanden sich in der Mitte und besaßen eine Länge von 2 m; nach außen, den Kontaktflächen zu, nimmt die Größe derselben ab. Bei Glerá in der Nähe von Akureyri sind mehrere derartige Gänge vorhanden, von denen der eine 9 m dick und aus acht Säulenreihen zusammengesetzt ist, nach deren Entstehung ein Basaltstrom ohne Säulenabsonderung in die Spalte heraufgequollen und in die Seitenwand hineingebrochen ist; ein anderer 12 m breiter Gang besteht aus vier Lagen mit unregelmäßiger Säulenstruktur und einer ziemlich dicken Lage mit etwas fächerförmiger Plattenabsonderung an der einen Seitenwand. Ein Gang auf der nördlichen Seite des Steingrimsfjördur enthält Reihen wellenförmig gebogener Lagen von kleinen Basaltsäulen. Häufig sind die Gänge dicht, bisweilen unregelmäßig zerklüftet. An einzelnen Orten besteht der Gangstein aus senkrechten Platten (Videy, Thorvaldsstadir im Nordurárdalur), ab und zu tritt derselbe auch in Kugelabsonderung auf, so bestehen mehrere Gänge in der Nähe von Djúpivogur aus Basaltkugeln mit zwiebelartiger Abschälung, und ähnliche finden sich ebenfalls auf Sprengisandur bei Thjórsá. Es kommt vor, daß Basalt- oder Doleritlagen mit Säulenstruktur von Basaltgängen durchsetzt sind, ohne daß deshalb die Säulen sich im geringsten verschoben haben (Videy, Stapi). Wo in den Gängen mehrere Reihen von Säulen oder Platten vorhanden sind, finden sich zuweilen leere Zwischenräume, meistens sind aber dieselben von Zeolithen ausgefüllt. Viele der größten Gänge scheinen keinen Einfluß auf das Seitengestein ausgeübt zu haben, auch entbehren dieselben einer Glaskruste, welche dahingegen bei den schmaleren Gängen ziemlich allgemein ist. Die

schwarze, glänzende Tachylytkruste ist meistens sehr dünn, und nicht selten nimmt das Korn, je näher der Mitte des Ganges, an Größe zu. An einigen Orten kommen im Seitengestein, mit den Gängen parallel laufend, Sprünge vor, die mit Zeolithen angefüllt sind (bei Djúpifjördur Laumontit, Desmin, bei Gjögur Scolecit). In Álptavík auf dem Ostlande erstreckt sich ein großer Basaltgang mit verschiedenartig gestellten Säulen durch Liparitbildungen vom Meere aufwärts bis zum Gipfel des Gebirges (ca 400 m) mit der Richtung N 28° O; zunächst demselben sind im Liparit sehr große und schöne Sphärolithen vorhanden. Wo Tonbildungen in der Surtarbrandformation von Gängen durchbrochen werden, ist der Ton zuweilen erhärtet und dem Gange zunächst rot gefärbt, bisweilen ist derselbe in sehr kleine Säulen abgesondert; häufig haben die Gänge einen umbildenden Einfluß auf Surtarbrand und Braunkohle ausgeübt, und nicht selten senden dieselben Apophysen zwischen die Ton- und Tufflagen. Im allgemeinen sind keine Verwerfungen in den Basaltdecken bei den Gängen zu bemerken, wenngleich sich vereinzelt einige Störungen zeigen, wo die Basaltgänge zahlreich, groß und dicht gedrängt angetroffen werden. In der Nähe von Sjöundá bei Raudisandur, wo die Basaltdecken eine regelmäßige Neigung von 4—5° haben, ist im Felsen zwischen zwei Gängen die Stellung der Lagen sichtlich sehr gestört. Eine ähnliche Erscheinung tritt am Djúpifjördur zutage, wo mehrere Senkungen parallel mit den Gängen stattgefunden haben; ein gleiches wurde ebenfalls auf Gálmaströnd und bei Gunnarsstadir am Steingrimsfjördur bemerkt. An mehreren Orten finden sich warme und siedende Quellen längs der Gänge; besonders zahlreich sind dieselben auf Reykjanes bei Isafjardardiúp und in Laugavík bei Gjögur vorhanden. Auf der erwähnten Halbinsel Reykjanes werden viele Gänge von dichtem Basalt und eine große Anzahl warmer Quellen, deren größte (86½° C) sich dicht am Schneidepunkt zweier Gänge befindet, angetroffen; bei Laugavík quillt das warme Wasser (73° C) unmittelbar an der Küste, längs einem 5 m breiten Basaltgang mit mehreren Säulenreihen und der Richtung N 14° W hervor. Andere warme Quellen in der Nähe von Akravík sprudeln aus Spalten mit ähnlicher Richtung, und in dem von Gängen durchbrochenen Basalt sind viele parallele Risse, von Zeolithen, Kalkspat und Doppelspat ausgefüllt, vorhanden.

Viel seltener als Basaltgänge werden Liparitgänge angetroffen und zwar am häufigsten im Ostlande; dieselbe sind einer späteren eingehenden Besprechung vorbehalten. Ein besonders schön zusammengesetzter Gang aus Lipiarit mit Basaltgängen zu beiden Seiten findet sich bei Breiddalsvik auf dem Ostlande; der Liparit ist hier mit Bruchstücken von Basalt angefüllt, die ebenfalls ab und zu in intrusiven Liparitlagen gefunden werden. R. W. Bunsen schildert einen Liparitgang der Esja, welcher in der Mitte ganz weiß ist, aber nach den Seiten zu dunkler und eisenhaltiger wird. Der Gang enthielt im Innern 78,95 Proz. Kieselerde und 4,32 Proz. Eisenoxydul, nach außen zu 66,18 Proz. und 12,05 Proz., das Seitengestein 50,25 Proz. Kieselerde und 16,13 Proz. Eisenoxydul[1]). Zuweilen findet sich Liparit in der Mitte, und an den Seiten sind Pechsteingänge vorhanden. Wo Basaltgänge Liparit oder Liparittuff, Palagonitbreccie oder Palagonittuff durchbrechen, verzweigen sich dieselben meistens dergestalt, daß sie in den Gebirgsabhängen ganze Netze von Adern und allerhand wunderliche Figuren bilden (Fossárdalur, Kollumúli, Bardsnes u. a. m.).

In loseren Gesteinen ist die Mächtigkeit der dieselben durchbrechenden Basaltgänge sehr veränderlich, dahingegen ist die Stärke der Gänge in den eigentlichen Basaltgebirgen sehr regelmäßig, so daß in 1000 m hohen Gebirgsabhängen ihrer ganzen Ausdehnung nach nicht die geringste Veränderung in betreff der Dicke wahrzunehmen ist. Im allgemeinen sind die Basaltgänge 5—10 m dick, viele auch dünner (1—2 m), einzelne bestehen aus Adern, deren

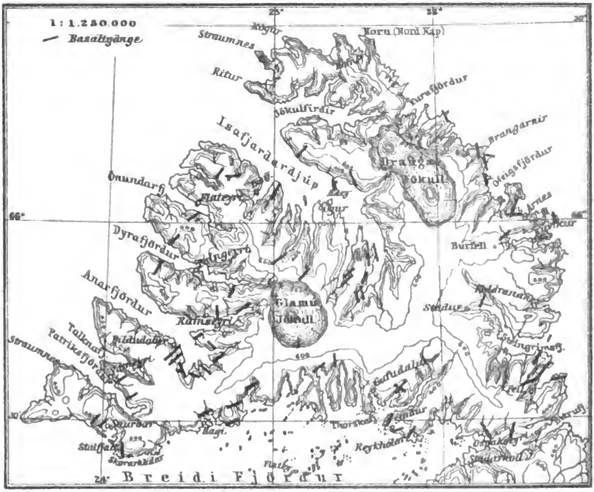
[1]) Poggendorfs Annalen, Bd. LXXXIII, 1851, S. 210f.

Durchmesser nur wenige Zoll beträgt und in den seltensten Fällen übersteigt die Dicke 10—12 m; die dicksten von mir beobachteten Gänge hatten eine Mächtigkeit von 30—40 m und waren sämtlich aus mehreren Lagen von Basaltsäulen zusammengesetzt. Die Länge der einzelnen Gänge läßt sich unmöglich mit Sicherheit bestimmen, solange nicht detaillierte Untersuchungen ausgeführt werden. Große und charakteristische Gänge lassen sich häufig quer über breite Fjorde verfolgen, indem erstere sich von beiden Seiten wie Brücken in das Meer hinaus erstrecken, während es einem gewöhnlichen geologischen Reisenden fast unmöglich ist, Gängen durch dazwischen liegende, steile Gebirge nachzuforschen, da das Land schwer zugänglich und die Witterung unberechenbar ist, so daß jede Stunde guten Wetters zu den notwendigsten Untersuchungen benutzt werden muß. Auf der nördlichen Seite des Isafjardardjúp läuft ein großer Gang, Snæfjallabryggja genannt, wie eine Brücke in das Meer hinaus, und dessen Fortsetzung zeigt sich auf der Küste, 12 km südlicher, an der südlichen Seite des Fjords und trägt hier den Namen Arnardalsklettur; unzweifelhaft ist dieser Gang nach beiden Seiten hin bedeutend länger. Ebenso sind viele Gänge bekannt, die sich quer über die Fjorde Arnarfjördur, Dyrafjördur, Trostansfjördur, Breiddalsvík, Reydarfjördur, Berufjördur und andere erstrecken; diese Gänge haben eine sichtbare Länge von 5, 10 und 15 km, sind aber sicherlich viel länger. Obwohl es sich einstweilen nicht beweisen läßt, vermute ich, daß etliche der größeren Gänge sich durch mehrere Fjorde und dazwischen liegende Gebirge erstrecken und eine Länge von 50—100 km besitzen, jedoch wird die Zukunft uns erst Aufklärung darüber verschaffen. Was die Ausbreitung der Basaltgänge anbetrifft, so treten dieselben an manchen Orten auf einem verhältnismäßig kleinen Gebiet in großer Anzahl, vieleicht zu Hunderten auf, während anderseits große Strecken nur wenige oder gar keine Gänge aufzuweisen haben.

Bisher sind bei weitem nicht genügende Beobachtungen und Untersuchungen in betreff der Gangrichtungen und der übrigen, hierauf bezüglichen Verhältnisse angestellt. Erst eine sehr eingehende Untersuchung kann vollständige Aufklärung über die älteren und jüngeren Gangsysteme verschaffen. Ich habe die Richtung von ca 300 Gängen in allen Teilen des Landes gemessen, aber die Anzahl der Gänge ist zu groß, als daß man mit Sicherheit die Gesetzmäßigkeit ergründen könnte, welcher diese Spalten wahrscheinlich unterworfen sind. Die Richtung der in den niedrigeren Niveaus endenden Gänge ist nicht immer leicht zu messen, die jüngeren Gänge, welche sich aufwärts durch die ganze Basaltformation erstrecken, sind sehr viel zahlreicher und größer, auch treten dieselben mehr hervor. Auf der umstehenden Kartenskizze sind die hauptsächlichsten Gangrichtungen angegeben, welche ich auf der nordwestlichen Halbinsel gemessen habe. Die Hauptrichtung scheint eine nordöstliche zu sein. Bei Djúpivogur auf dem Ostlande maß Sartorius v. Waltershausen 34 Gänge mit der Richtung N 33° O $\pm$ 10°; auf dem Wege zwischen Eskifjördur und Berufjördur wiesen die Gänge durchschnittlich die Richtung N 30° O auf. Meine Messungen in dem Fjordgebiet des Ostlandes stimmen ebenfalls einigermaßen mit diesen Beobachtungen überein. Die nordöstliche Richtung scheint vorherrschend zu sein, obwohl auch hier wie in anderen Teilen des Landes Gänge mit nordwestlicher Richtung nicht selten sind. Südöstlich vom Breidifjördur wiesen 10 Gänge die durchschnittliche Richtung N 30° O $\pm$ 15° auf, 6 andere verfolgten durchschnittlich die Richtung N 40° W $\pm$ 20°. Am Eyjafjördur zeigten verschiedene Gänge die Richtung von O nach W, bei Nordurárdalur war die Richtung nach NO vorherrschend, obwohl mehrere Gänge die nordwestliche Richtung, andere die nördliche Richtung verfolgten. Wie schon früher bemerkt, sind die angestellten Beobachtungen nicht umfassend und systematisch genug, um eine sichere Grundlage zu gewähren. Gangrichtungen von SW nach NO scheinen doch im allgemeinen vorzuherrschen, dieselben sind auch maßgebend für die Gänge, welche die ganze Basalt-

formation durchdringen und deren Durchbruch in demselben Zeitabschnitt vor sich gegangen sein muß, als die Senkungen stattfanden, welchen Island seine jetzige Gestalt verdankt, und bevor die heutigen Fjorde und Täler entstanden, die quer über zahlreiche Gänge erodiert sind, welche letztere sich über 1000 m aufwärts bis zu den Rändern der Gebirge auf beiden Seiten der Fjorde erstrecken.

Die Geologen, welche Island besucht haben, sind sehr verschiedener Ansicht in betreff der Gänge. F. Zirkel sagt: »Es ist eine sehr gewöhnliche Erscheinung, daß die horizontalen Basaltschichten nach unten zu mit vertikalen Gängen in Verbindung stehen, welche die darunter liegenden Gebirgsglieder durchsetzen.« K. Keilhack sagt dahingegen: »Ich möchte die Behauptung aussprechen, daß die sämtlichen, das isländische Basaltgebirge



Richtung der Basaltgänge auf der nordwestlichen Halbinsel.

durchsetzenden Gänge mit basaltischer oder liparitischer Ausfüllungsmasse erst entstanden, als das Miocängebirge bereits völlig fertig gebildet war.« Beide Anschauungen sind in ihrer Allgemeinheit gleich unrichtig, die Wahrheit liegt hier, wie so oft, in der Mitte. Wohl kann man tagelang längs der Basaltgebirge der Küste segeln und ausschließlich Gänge beobachten, welche sich quer aufwärts durch die Gebirgsabhänge erstrecken, jedoch wird man bei näherer Untersuchung verschiedene entdecken, welche früher ein Ende nehmen. Die jüngsten Gänge in der Basaltformation sind viel zahlreicher und mächtiger als die älteren und machen sich daher leichter bemerkbar. Auf der nordwestlichen Halbinsel, am Steingrimsfjördur, bei Skorarhlídar und in der Nähe von Hredavatn sind Gänge vorhanden, welche beim Surtarbrandniveau endigen, obwohl alle, welche ich hier gesehen habe, jünger als der Surtarbrand sind, denn sie durchsetzen denselben mit den dazugehörigen Tuff- und Tonschichten, und werden von den zunächst oberhalb liegenden Basalt-

schichten abgeschnitten. Im Leirufjördur sind viele Gänge sichtbar, welche Tuffe und Konglomerate durchsetzen und mitten im Gebirgsabhang unter mächtigen Basaltdecken endigen. Ebenso sind in Adalvík, Sudursveit und an anderen Orten Gänge sichtbar, die unterhalb der Basaltdecken endigen. Jedoch ist es durchaus nicht ausgemacht, daß die, oberhalb eines Gangendes zunächst befindliche Basaltdecke von jenem herrührt. Diese Frage ist nicht leicht zu entscheiden und die Orte, wo ich geradezu den Kontakt zwischen dem Gangende und der Basaltdecke untersuchen konnte, wie in Thrimilsdalur, Leirufjördur und Stálfjall, haben zunächst ein negatives Resultat ergeben. Nördlich von Adalvík, in der Felsspitze Kögur, welche ich während einer gefährlichen Reise im offenen Boote untersuchte, befand sich inmitten der steilen Basaltwand eine mächtige Basaltdecke mit Säulenstruktur, zu welcher ein Gang hinaufführte; von dem die Schicht augenscheinlich stammt; ich glaube doch, daß diese Schicht eine intrusive Lage (sill) ist. Innerhalb der Basaltformation habe ich nirgendwo mit voller Sicherheit nachweisen können, daß sich ein Gang zu einer Decke, einem wirklichen Lavastrom ausbreitete, welcher die Landoberfläche der Vorzeit überschwemmt hatte. Innerhalb der Palagonitformation trifft man recht allgemein auf Gänge, die sich zu Basaltdecken ausbreiten, der Basalt an den meisten dergleichen mir bekannten Örtlichkeiten scheint aber intrusiv zu sein.

Obwohl es nicht leicht ist, eine zweifellose Verbindung zwischen einem Basaltgang und einem Basaltstrom festzustellen, so ist es doch anzunehmen, daß die Basaltdecken hauptsächlich von ähnlichen Spalteneruptionen mit Gangbildungen herrühren, wie sie noch heutzutage auf Island so allgemein vorkommen, gleichzeitig sind sicherlich auch einzelne flache Lavakuppeln (Dyngja-Typus), sowie Gruppen von kleineren Kratern (Puy-Typus) und Explosionskrater vorhanden gewesen. Bedenkt man die gegenwärtige Ausbruchstätigkeit der Spalten, so wird es nicht wundernehmen, daß es so schwierig ist, eine Verbindung zwischen Gängen und Basaltdecken zu finden, im Gegenteil würde es auffallend sein, wenn eine derartige Verbindung angetroffen würde. Eine moderne Ausbruchsspalte, wie z. B. Eldgjá oder Laki wirft dort, wo das Magma zu jeder Zeit am leichtesten hervorbrechen kann, zahlreiche Lavaströme von einzelnen Punkten längs der ganzen Strecke aus. Im Verhältnis zur Länge der ganzen Spalte ist ein jeder dieser Punkte verschwindend klein, und es wäre ein reiner Zufall, in einem etwaigen Profil durch den Gang eine Durchschneidung dieser Punkte zu finden. Nur bei ganz kleinen und kurzen Spalten habe ich beobachtet, daß die Lava gleichmäßig aus der ganzen Länge der Spalte geflossen ist. Selbst wenn man auf einen derartigen Ausgangspunkt für den Lavastrom stieße, wäre es dennoch sehr zweifelhaft, ob hier gleichwohl eine Verbindung zwischen dem Gang und dem Lavastrom gefunden würde. Bei der Untersuchung der einzelnen Schlackenkrater auf einer Spalte zeigt es sich, daß aus jedem Krater eine Art Hohlweg oder Kanal mit geschlackten Lavawänden zu beiden Seiten zum Lavastrom hinabführt. Es sind die Überreste der Schlackenhülle, welche den Lavastrom beim Herausfließen umgab, der eigentliche Lavastrom ist nicht vorhanden. Als die Bewegung der Lava im Gange anhielt und sich das flüssige Gangmagma zurückzog und erstarrte, setzte der zuletzt ausgesandte Lavastrom seinen Weg noch eine kurze Weile fort und die Verbindung mit dem Gange wurde abgebrochen, die Schlackenhülle zunächst dem Gange blieb leer und bildet seitdem entweder eine leere Röhre oder Höhle, im Falle die oberste Kruste das Dach bildet, dahingegen einen Hohlweg, ist erstere hinabgefallen, was öfters geschieht. Der eigentliche dichte Basalt wird erst eine kürzere oder längere Strecke vom Krater entfernt angetroffen, wodurch die Verbindung zwischen Lavastrom und Gang abgebrochen ist, und an ihrer Stelle sich nur Schlacken und Lavabreccie finden, welche bei erneuerten Ausflüssen der Lava der naheliegenden Spalten oder durch Erosion mit Leichtigkeit fortgefegt werden. Auf schwach

gewölbten Lavakuppeln, wo die Lava sehr dünnflüssig ist, bleibt dieselbe bei der eintretenden Erstarrung ebensowenig in Verbindung mit dem Lavagang; auf dergleichen Vulkanen befindet sich gewöhnlich ein großer Kraterschlund, zu welchem sich die Lava beim Einhalten des Ausbruchs zurückzieht, und es zeigen sich in den Seiten des Kraters, in derselben Weise wie in den Basaltgebirgen, eine Menge ältere Lavaströme im Querschnitt. Viele von den Basaltdecken sind höchstwahrscheinlich Öffnungen entströmt, welche den sogenannten »necks« entsprechen, die Sir Archibald Geikie so schön von Schottland beschrieben hat. Überreste von dergleichen Ausbruchsöffnungen sind unzweifelhaft bei eingehenderer Untersuchung an verschiedenen Stellen zu finden. An mehreren Orten habe ich Verhältnisse angetroffen, welche darauf hinzudeuten schienen, daß in der Basaltformation mit Tuff und Breccie angefüllte Ausbruchsöffnungen vorhanden waren, aber leider hatte ich mich auf meinen Reisen nicht genügend mit dieser Frage beschäftigt. Es dürfte künftigen Forschern zu empfehlen sein, dem Vorhandensein solcher »necks« ihre Aufmerksamkeit zuzuwenden.

3. Surtarbrandur.

Die schwarzen, flachgedrückten Baumstämme, welche sich in Island zwischen den Basaltdecken finden, werden von den Einwohnern »surtarbrandur« genannt, höchstwahrlich, weil diese glaubten, daß die Baumstämme in der Vorzeit bei einem allgemeinen Erdbrand verkohlten. Das fossile Holz scheint seinen Namen dem Riesen Surtur zu verdanken, welcher der alten nordischen Mythologie zufolge über Múspellsheimur herrscht und zuletzt erscheinen wird, um mit den Göttern zu kämpfen und die Welt mit Hilfe von Feuer zu zerstören, weshalb der Untergang der Welt »surtarlogi« genannt wird. Wahrscheinlich hat man angenommen, daß dem Riesen Surtur Vulkane und Lavaströme untertänig wären, was der Name der bedeutendsten Lavahöhle Islands Surtshellir andeutet.

Der Surtarbrand tritt über ganz Island hier und da in der Basaltformation auf, aber nirgends so häufig wie auf der nordwestlichen Halbinsel, wo derselbe an mehreren Orten in recht erheblichen Schichten von verschiedenartig gefärbtem Tone eingelagert ist, der stellenweise Abdrücke von Pflanzen aus der tertiären Periode aufweist. An den meisten übrigen Orten in Island ist die Surtarbrandformation von äußerst geringer Mächtigkeit und häufig sieht man die zusammengedrückten, schwarzen, knorrigen Surtarbrandplatten zwischen den Basaltdecken hervorragen, ohne daß Tuff- oder Tonbildungen von Bedeutung vorhanden sind, manchmal fehlen dieselben gänzlich.

Soweit mir bekannt ist, ist Ole Worm der erste, welcher eine genauere Beschreibung des Surtarbrand veröffentlicht, indem er denselben in seinem Museumsbericht, 1655 in Leyden erschienen, bespricht. Er beschreibt die fossilen, flachgedrückten Baumstämme, welche sich in unzugänglichen Felsen finden, und erzählt, daß es mit Gefahr verbunden sei, dieselben zu holen. Ferner berichtet er, daß die Isländer den pulverisierten Surtarbrand gegen Kolik gebrauchen und ihn ebenfalls anwenden, um Motten und Insekten zu vertreiben. Dahingegen glaubt Worm sich nicht der Meinung anschließen zu können, daß der Surtarbrand von alten Wäldern herrühre, die bis auf die Wurzeln[1]) niedergebrannt seien. Ungefähr acht Jahre später (1663) wird ein gewisser Niels Jörgensen von der dänischen Regierung nach Island gesandt, um Surtarbrand zu holen[2]).

Eggert Olafsson[3]), mit welchem die wissenschaftliche Untersuchung von Island beginnt, ist ebenfalls der erste, welcher die verschiedenen Fundorte des Surtarbrand aufzählt

[1]) O. Worm: Museum Wormianum. Lugd. Batav. 1655, fol. lib. II, c. 16, S. 169.
[2]) M. Ketilsson: Forordninger og aabne Breve III. S. 109f.
[3]) E. Olafsson; Rejse gennem Island. Soröe I, 1772, S. 416.

und beschreibt und die Enstehung desselben zu erklären versucht. Bei Brjámslækur entdeckt er im Jahre 1753 die Blattabdrücke, welche an dieser Stelle so häufig vorkommen, und erhält damit einen sicheren Beweis, daß der Surtarbrand von Bäumen herrühre, die an Ort und Stelle wirklich gewachsen seien. E. Olafsson ist zu dem Resultat gekommen, daß der Surtarbrand drei verschiedenen Niveaus angehören müsse, von denen das oberste 100 Faden (188 m) über dem Meere liege, das mittelste 25 Faden (47 m) und das unterste sich in der Regel nur wenige Faden über der Meeresfläche befinde. Zwischen diesen Surtarbrandlagen fänden sich nach seiner Meinung »aufgestapelte Lagen von allerhand Felsen«. Uno v. Troil, welcher Island im Jahre 1772 bereiste, erwähnt den Surtarbrand im allgemeinen und erblickt in demselben einen Beweis, daß früher große Wälder in Island existiert hätten, diese seien, erzählt er, von Lavaströmen zerstört worden, und die Bäume, welche ihre Rinde und Jahrringe bewahrt und Blattabdrücke im Tone hinterlassen haben, wären unter Erdbeben umgestürzt. Unter anderen berichtet Uno v. Troil von Teetassen und Tellern aus Surtarbrand mit guter Politur, die er in Kopenhagen gesehen habe. Er selbst hatte zwei große Stücke Surtarbrand dem Professor Bergmann zugesandt, welcher in seiner Reisebeschreibung darüber berichtet, daß er das eine Stück als von einem Tannenbaum herrühend ansehe und übrigens den Anschauungen von U. v. Troil über die Entstehung[1]) des Surtarbrand beipflichte.

E. Henderson, welcher Island 1814 und 1815 bereiste, macht in seiner Reisebeschreibung[2]) viele treffende Bemerkungen über den Surtarbrand und diskutiert die verschiedenen Theorien über dessen Entstehung, er weist die Annahme, welche schon damals vertreten wurde, zurück, daß der Surtarbrand von Treibholz herrühre, wohingegen er die Meinung hegt, daß der Surtarbrand »may have grown in a former world, and been reduced to its present state in one of the great catastrophes, which have so materially changed the surface of the earth.« Später sagt er über den Surtarbrand: »It formed perhaps part of the forests that grew on the sunk continent, that now supports the Atlantic, and which on the submersion of that continent, must have been completely overturned, and carried in varions directions, according to the motion of the currents.«

Die beträchtlichen Sammlungen von Pflanzenversteinerungen, welche J. Steenstrup und J. Hallgrimsson auf ihren Reisen 1839 und 1840 in verschiedenen Orten von Island zusammenbrachten, erhielten eine große Bedeutung, indem Oswald Heer dieselben in seinem berühmten Werke »Flora fossilis arctica« beschrieb. In demselben Werke wurden ebenfalls die Sammlungen von G. G. Winkler beschrieben. O. Heer hält selbstverständlich die Surtarbrandformation für supramarin, und sein Werk ist mit Rücksicht auf die Kenntnis des isländischen Surtarbrand epochemachend. W. Sartorius v. Waltershausen, welcher Island im Sommer des Jahres 1846 bereiste, besuchte einige Surtarbrandfundorte im Ostlande[3]) und erwähnt den Surtarbrand an verschiedenen Stellen in seinen Schriften. Unter anderen sagt er: »Die Braunkohle, welche in Island nur ziemlich beschränkt vorkommt, gehört aber ohne Zweifel auch sehr verschiedenen Zeiten der tertiären Periode an und gibt uns allein ohne die Verbindung mit den ihr verwandten neptunischen Ablagerungen keine deutliche Vorstellung über die Altersverhältnisse des isländischen Traps.« S. v. Waltershausens Anschauungen scheinen etwas schwankend zu sein, an einer Stelle sagt er, daß der Surtarbrand sicherlich submarin sein müsse, und an einer anderen Stelle:

---

[1]) Uno v. Troil: Bref rörande en resa till Island 1772. Upsala 1777, S. 32—34, 341—43.

[2]) E. Henderson: Iceland or the journal of a residence in that island during the years 1814 and 1815. Edinburgh 1818, Bd. II, S. 114—21, 125 f.

[3]) W. Sartorius v. Waltershausen: Physisch-geographische Skizze von Island. Göttingen 1847, S. 11 f., 66, 73—76.

»Ohne Zweifel waren mehrere jener Gegenden, in denen sich die Vegetation des Surtarbrands zu entwickeln anfing, zuerst über dem Meere gebildet und sind nachher von Tuffen, welche einen submarinen Charakter angenommen haben, bedeckt worden; da sie heutzutage wieder über dem Meere liegen, so geht daraus genugsam hervor, daß der Boden an solchen Teilen Islands sehr erheblichen, säkularen Schwankungen, Senkungen und Erhebungen unterworfen gewesen sei.« Theodor Kjerulf, welcher Island im Sommer 1850 bereiste, untersuchte den Surtarbrand an einigen Orten im südwestlichen Island und vertritt ähnliche Anschauungen wie Waltershausen; von einem Fundorte sagt er, daß der Surtarbrand submarin sei, von einem anderen, daß die Pflanzenüberreste »vidne om et in situ af vulkansk Udbrud begravet Krat«[1]). F. Zirkel, der Island 1860 bereiste, hat nicht persönlich die Surtarbrandschichten untersucht, sondern gibt nur einige Fundorte nach anderen an und fährt fort[2]): »Diese Braunkohlenflöze sind mit den Tuffen, welche sie einschließen, wahrscheinlich submarine Bildungen und nicht, wie man wohl geglaubt hat, ehemalige Wälder, welche von überseeischen Ascheneruptionen bedeckt und umgewandelt wurden.« Etwas weiterhin fährt er auf derselben Seite merkwürdigerweise fort: »Der bisweilen sehr wohlerhaltene Zustand feiner Blätter, dünner Rindenstücke und zarter Zweige schließt jede Vermutung aus, daß diese Kohlenlager ehemaligen Treibholzanschwemmungen ihren Ursprung verdanken.« Irgendwelche weitere Erklärung gibt der Verfasser nicht. C. W. Paijkull, der Island im Jahre 1865 bereiste, schließt sich Zirkels Auffassung an, daß die Surtarbrandlagen submarine Bildungen seien[3]). Im Jahre 1883 sammelte C. W. Schmidt an verschiedenen Orten Pflanzenversteinerungen, welche 1886 von Paul Windisch[4]) beschrieben wurden.

Wie aus dem obigen hervorgeht, hegten die älteren Forscher recht merkwürdige Ansichten über die Entstehung des Surtarbrand. Die meisten stimmen darin überein, daß derselbe auf dem Meeresboden gebildet sei, obwohl der Gedanke näher liegt, daß Braunkohle und Surtarbrand Überreste von Wäldern seien, die dem Lande unter milderen klimatischen Verhältnissen angehörten, was die Untersuchungen von O. Heer ebenfalls vollkommen bestätigten. Die unglückliche Idee von einer submarinen Entstehung des isländischen Basalts und Tuffes, welche sich wie ein roter Faden durch alle älteren geologischen Schriften über Island zieht und niemals durch Beweise belegt wurde, hat, um die Theorie zu unterstützen, zu der Annahme geführt, daß der Surtarbrand ebenfalls unten im Meere entstanden sei.

Nirgends ist die Surtarbrandformation so gut entwickelt, wie auf der nordwestlichen Halbinsel, und auf meinen Reisen 1886 und 1887 um die ganze Küste dieser Halbinsel hatte ich bessere Gelegenheit als die meisten Forscher die geologischen Verhältnisse des Surtarbrand zu studieren, wiewohl das Wetter mir häufig Hindernisse in den Weg legte und infolge von Schneefall mehrere Fundorte nicht untersucht werden konnten, denn die Witterung war in jenem Sommer ungewöhnlich kühl, und an mehreren Orten, welche um diese Jahreszeit frei von Schnee zu sein pflegten, befanden sich große Schneehaufen. Über diese Untersuchungen der nordwestlichen Halbinsel habe ich eine besondere Arbeit herausgegeben, in welcher alle einzelnen Fundorte beschrieben sind. Den in anderen Teilen des Landes vorkommenden Surtarbrand habe ich in mehreren meiner Reiseberichte besprochen[5]). Meine

---

1) Th. Kjerulf: Bidrag til Islands geognostiske Fremstillig. (Nyt Magasin for Naturvidensk. VII, S. 32, 40 f.

2) W. Preyer und F. Zirkel: Reise nach Island im Sommer 1860. Leipzig 1862, S. 334 f.

3) C. W. Paijkull: Bidrag til kännedomen om Islands bergsbyggnad. (K. Sv. Vetensk. Akad Handlingar VII, Nr. 1, S. 46 f.)

4) P. Windisch: Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora von Island. (Inaug.-Diss., Halle a. S. 1886.)

5) Nogle Jagttagelser over Surtarbrandens geologiske Forhold i det nordvestlige Island. (Geol. Fören Förhandl. XVIII, Stockholm 1896, S. 114—154.) Fundorte in anderen Teilen des Landes sind in verschiedenen Abhandlungen in Geogr. Tidsskr. und Andvari beschrieben worden.

Sammlungen von Pflanzenversteinerungen vom nordwestlichen Island, sowie aus der Umgegend des Hredavatn sind leider noch nicht bearbeitet, dieselben befinden sich im Museum der Vetenskaps-Akademie zu Stockholm.

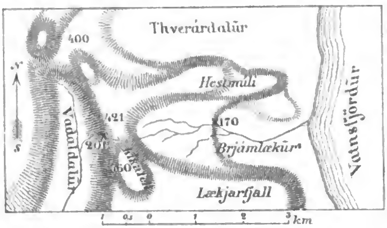
Auf der nordwestlichen Halbinsel maß ich die Höhe der verschiedenen Fundorte und studierte die Tektonik dieses Landesteils, wobei es sich zeigte, daß die Surtarbrandformation mit Lignit, Braunkohle und Pflanzenversteinerungen, wie schon früher im Abschnitt über die Tektonik von Island erwähnt wurde, ursprünglich einem einzigen Niveau angehört haben, das durch tektonische Bewegungen zerstückelt und auf verschiedene Weise gesenkt wurde. Die Pflanzenversteinerungen zeigen, daß der Surtarbrand von Wäldern herrührt, die an Ort und Stelle, auf sumpfigen Strecken und bei Gewässern gewachsen sind; die alte Theorie von der Entstehung des Surtarbrand aus Treibhölzern usw. ist völlig unhaltbar. E. Östrup hat ebenfalls bei seinen Untersuchungen von Diatomeen in den Tonschichten der Surtarbrandformation konstatiert, daß fast sämtliche Süßwasserformen angehören [1]).

Wo die Surtarbrandformation am meisten entwickelt ist und die größte Mächtigkeit besitzt, besteht dieselbe aus mehreren verschiedenartigen, sedimentären Schichten, roten, braunen, weißen, grauen und grünen Tonarten mit Zwischenlagen von Sand, Tuff und Breccie, sowie einzelnen Basaltströmen; stellenweise sind ebenfalls Flußsedimente mit gerollten Blöcken, kleinen Steinen und Sand vorhanden. Als Beispiel dient die Schichtfolge von fünf Orten. Bei Tröllatunga am Steingrimsfjord tritt die Surtarbrandformation unter hohen Basaltfelsen bei einer Stromkluft unterhalb eines kleinen Wasserfalls an die Oberfläche. Zu oberst und dem Basalt zunächst befindet sich gelbbrauner Ton ohne Versteinerungen von 1 m Mächtigkeit, der stellenweise von herabsickernden Eisenverbindungen rötlich gefärbt ist. Auf der Grenze dieser Schicht und dem Basalt finden sich einzelne verkohlte Zweigstümpfchen und kleine Stückchen Surtarbrand; in der untersten, schlackigen Fläche des Basalts ist die Lava stellenweise mit Ton und Surtarbrand zusammengekittet, und an einer Stelle fand ich in einer Höhle im Basalt, $^2/_3$ m vom Tone entfernt, einen verkohlten Baumstamm von Schlacken umgeben. Unter dem gelblichbraunen Ton befindet sich eine dünne (5 cm) Lage von Surtarbrand, von dem sich an einer Stelle ein Stamm oder eine Wurzel in den darunter liegenden Ton hinabstreckt, das Holz war weich und ließ sich mit Leichtigkeit zerpflücken. Unter dem Surtarbrand ist eine $2\frac{1}{2}$ m dicke weiße Tonschicht vorhanden, welche Pflanzenversteinerungen enthält. Der feine, weiße Ton ist stellenweise in kleinen Säulen abgesondert und auch von Sprüngen durchsetzt, deren Grenzen von herabsickerndem, eisenhaltigem Wasser rötlich gefärbt sind; der Ton ist von feinen Pflanzenstengeln durchwebt, enthält aber nicht durchweg die eigentlichen, deutlichen Pflanzenabdrücke; zu unterst grenzt der weiße Ton an eine dünne Lage (5 cm) graulichen Tones von gröberem Korne, und auf der Grenze des weißen und graulichen Tones zeigen sich die schönsten Pflanzenabdrücke, schwarze auf weißem Grunde; der Ton hat die Neigung sich quer zu spalten, weshalb es schwierig ist, größere Stücke mit ganzen Blättern abzulösen, aber was man sehen kann, ist alles gut bewahrt. In dem weißen Tone, ungefähr $^3/_4$ m über der graulichen Tonschicht, findet sich ein 6—30 cm dicker Bimssteinstreifen; in dieser mit Ton vermischten Bimssteinschicht sind stellenweise einzelne Zweige und Stümpfchen von Ästen vorhanden. Unter dem grauen Tone befindet sich die bedeutendste Surtarbrandschicht mit einer Mächtigkeit von $^3/_4$ m, welche aus großen zusammengepreßten Baumstämmen besteht, vereinzelt findet sich etwas Ton zwischen den Surtarbrandplatten, aber meistens bildet der Surtarbrand eine kompakte Masse. Unter derselben ist eine $^1/_2$ m dicke Schicht von dunkelgrünem, mit Sand vermischtem Tone

[1]) E. Östrup: Diatoméerne i nogle islandske Surtarbrands-Lag. (Meddelelser fra Dansk geologisk Forening Nr. 3 und 6.)

vorhanden und unter letzterem eine Lage von grauem, fettem Tone, der unter Schutt und losen Massen am Stromufer verschwindet, weshalb ihre Mächtigkeit nicht bestimmt werden kann. Der heraustretende, sichtbare Teil der Surtarbrandformation besitzt eine Mächtigkeit von ca 6 m und ist von ca 20 m hohen Basaltfelsen gedeckt, welche zu unterst, zunächst den Tonschichten, in Säulen abgesondert sind.

Sehr bekannt ist die Kluft bei Brjámslækur (oder Brjánslækur) wegen der dortigen Pflanzenversteinerungen, welche bereits im Jahre 1753 von E. Olafsson entdeckt wurden. Ungefähr 2 km vom Gehöft Brjámslækur entfernt haben zwei Gebirgsbäche, die sich später vereinigen, im Rande eines kleinen Zirkustales Klüfte ausgewaschen; in der nördlichsten Kluft, 171 m ü. M., finden sich in einer hervorspringenden Felsecke, 17 m höher als die äußerste Mündung der Kluft, Pflanzenversteinerungen. Zu unterst am Flusse ist hier eine rotbraune Tonlage mit grünlichen oder braunen Tonklößen und einzelnen dünnen Surtarbrandplatten vorhanden. Die sichtbare Mächtigkeit dieser Tonschicht beträgt hier nur 8 m, nimmt aber tiefer in der Kluft zu und erreicht 16 m und darüber. Die Klöße bestehen aus feinen konzentrischen Lagen, einige der kleinsten sind von grünlicher Farbe, die meisten sind aber gelblichbraun oder rötlich. Zwischen den Tonlagen zeigen sich hier und da Merkmale, die Gleitflächen ähnlich sehen, und vielleicht von den schweren Basaltmassen verursacht, welche die Tonlagen decken. Inmitten dieser Tonschichten kommen einige Surtarbrandsplitter vor, und über dem Tone befindet sich eine $^2/_3$ m mächtige Surtarbrandschicht mit Streifen von gröberem Tone, welche die einzelnen Surtarbrandplatten voneinander trennen, in denen sich einzelne undeutliche Blattabdrücke und Früchte befinden. Über dem Surtarbrand ist eine $1\frac{1}{2}$ m dicke Einlagerung von Basalt vorhanden und dann kommt über derselben die eigentliche Versteinerungen führende Schicht mit einer Mächtigkeit von 5 m, die aus abwechselnden Lagen von Surtarbrand, Kohlenschiefer, grauem, weißem und grünlichem Tone von verschiedener Feinheit besteht; die Versteinerungen führenden feinen Schiefer lassen sich leicht spalten, die Blattabdrücke sind deutlich, so daß Nerven und Einschnitte in den Blättern sehr gut zu erkennen sind. Die Schiefer sind dermaßen mit Blättern angefüllt, daß sie beinahe aus nichts anderem zu bestehen scheinen, und die Abdrücke sind auf beiden Seiten der papierdünnen Fliesen deutlich zu sehen. Zu oberst in dieser Schicht befindet sich eine rötliche Tonlage, über derselben etwas Surtarbrand und über diesem eine gelbgraue Breccie mit einzelnen flachgedrückten Stämmen, auf der Breccie liegt eine 10 m dicke Basaltdecke, welche teilweise vornüber hängt, so daß die Felsen leicht bei einem unbedeutenden Erdstoß herabstürzen und das unterhalb befindliche interessante Profil begraben können. Zu unterst geht der Basalt in eine dicke Schlackenschicht über, während er im obersten Teile in Säulen abgesondert ist. Über dem Basalt ist wiederum eine dicke rötliche Breccielage vorhanden, welche etwas Surtarbrand enthält. In einem anderen, tiefer in der Kluft befindlichen Profil ist inmitten der roten Breccie eine kleinere Basalteinlagerung vorhanden, welche auf beiden Seiten von Surtarbrand umgeben ist. Über der Breccie liegt wiederum Basalt in mehreren Decken bis an den Rand der Kluft hinauf. Der zu unterst liegende



Karte der Umgegend von Brjámslækur. Aufgenommen 1886 von Th. Thoroddsen. (× Fundstätten von Pflanzenversteinerungen, Höhe in Metern.)

rotbraune Ton wiederholt sich an allen Fundorten und bildet an mehreren Stellen in der Kluft wie an anderen Orten in der Umgegend den überwiegenden Bestandteil der Surtarbrandformation. Im Ende der Kluft befindet sich ein Wasserfall, der über senkrechte Felsen hinabstürzt, und unter dem Wasserfall tritt die Surtarbrandformation in regelmäßigen Schichten zutage. Zu unterst sind abwechselnd Schichten von rotbraunem Ton und Kohlenschiefer ohne sichtbare Pflanzenversteinerungen vorhanden, darüber liegt Basalt und auf der Grenze befinden sich zusammengekittete Schlacken und Ton, über dem Basalt folgen grobe Breccie und roter Tuff, dann wiederum bis an den Rand der Kluft Basalt. In den Höhlungen des Basalts kommen sowohl hier wie in der früher erwähnten Felsecke häufige kleine Drusen von Sphärosiderit vor. In der nördlichen Seite der Kluft erhebt sich am Abhang ein Basaltgang in mehreren Stücken wie Ruinen einer Mauer mit der Richtung S 75° W, ungefähr der Richtung des obersten Teiles der Kluft entsprechend; der Gang, welcher in etwas unregelmäßigen, liegenden Säulen abgesondert ist, besitzt eine Mächtigkeit von $2^2/_3$ m. In der westlichen Kluft tritt die Surtarbrandformation ebenfalls mit dicken, rotbraunen Tonlagen hervor, welche häufig durch organische Stoffe geschwärzt sind, jedoch waren nirgends Pflanzenabdrücke zu finden. In einer Kluft in Hestmúli sind ebenfalls Profile mit ähnlicher Schichtfolge wie in der beschriebenen Felsecke in der östlichen Kluft, aber ohne Versteinerungen vorhanden, welche ich dahgegen in einer Kluft in dem nahe liegenden Vadaldalur 201 m ü. M. fand.

Im Thrimilsdalur, in der Nähe von Hredavatn (im Mýrasýsla), 269 m ü. M. fand ich 1888 Pflanzenversteinerungen. Die Mächtigkeit der versteinerungsführenden Tonlagen ist hier nicht sichtbar. Zu oberst ist der Ton, namentlich an der Außenseite rötlich gefärbt; inwendig aber ist er meistens grünlich und zerfällt leicht in kleine Stücke, die an den Spaltungsflächen von organischen Stoffen und Eisen dunkel gefärbt sind. Dieser Ton besitzt eine Mächtigkeit von $3^1/_2$—$4^1/_2$ m und geht in einen feinen grauen Ton über, in welchem sich Blattabdrücke befinden; unter letzterem ist wieder ein sehr feiner, weißer Ton ohne Versteinerungen vorhanden. Über den Versteinerungen führenden Tonbildungen liegt eine ziemlich grobkörnige, graulichbraune Breccie mit stellenweise eingemischten Kristallen, und über derselben befindet sich ein dichter, graulicher, klingender Basalt. Ton und Breccie sind von einem $1\frac{1}{2}$ m dicken Basaltgang (N 70° O) ohne Tachylytkruste durchsetzt, der unter dem Basalt endigt; in den Sprüngen der Breccie sind Zeolithkrusten mit auskristallisierten Chabasiten vorhanden. Weiter oben im Tale findet sich zwischen Breccie und Ton ein Konglomerat, aus gerollten Basaltsteinen und Ton bestehend; zwischen diesen Rollsteinen fand ich ein Stück Surtarbrand in einer Stellung, welche darauf hinzuweisen schien, daß in der Vorzeit ein Ast von fließendem Gewässer dort hingeführt nnd im Konglomerat während dessen Entstehung sitzen geblieben war. Im östlichen Island sind im Hraunfellsdalur, einem Nebental des Hofsdalur, recht erhebliche Surtarbrandbildungen, 156 m ü. M., vorhanden. Hraunfellsdalur besitzt gleich den anderen nahe liegenden Tälern mächtige Flußterrassen, welche etwas höher als die des Haupttales liegen. Weiter hinauf verschwindet das Geröll, und der Fluß läuft durch eine Kluft, wo die Basaltdecken eine Neigung von 20—30° haben, während dieselben in den das Tal begrenzenden Gebirgsabhängen wagerecht zu sein scheinen. Ungefähr 4 km südlich von Gnýstadir findet sich der Surtarbrand in 15—20 m hohen Tonhügeln am Flusse. Der Ton ist von einer in Säulen abgesonderten Basaltschicht gedeckt, besitzt eine grauliche, gelbliche und rötliche Färbung und enthält Surtarbrand in drei Niveaus in ca 16 cm dicken Flözen. Zwischen der obersten und mittelsten Surtarbrandschicht befindet sich eine Schicht von Konglomeraten, abgeschliffenen Steinen, welche dem Geröll eines alten Bach- oder Flußbettes gleichen. Im Tone waren keine Pflanzenabdrücke zu finden.

Im Leirufjördur, auf der nordwestlichen Halbinsel finden sich in einem Gebirgsabhang in der Nähe eines Gletschers, der sich in das Tal hinabzieht, eigentümliche Konglomerate, Tonlagen usw., die wahrscheinlich der Surtarbrandzeit angehören, obwohl es mir nicht gelang, Surtarbrand oder Pflanzenversteinerungen zu entdecken. Ähnliche Lagen kommen auch anderweitig hoch oben in den Gebirgsabhängen bei Jökulfirdir und Adalvík vor. Die Konglomerate sind von vielen Basaltdecken gedeckt und haben auf der Südseite des Tales, ebenso wie die Basaltdecken im allgemeinen in diesen Gegenden eine Neigung von 3—4° nach SO. Hier auf der Südseite befindet sich zu oberst kleines, zusammengekittetes Basaltgeröll, einige Lagen sind hauptsächlich aus Quarz zusammengesetzt, an anderen Stellen sind grauliche und gelbliche Sand- und Tonlagen vorhanden, welche auf einer roten Breccie ruhen. Diese Bildungen sind von Basaltgängen durchklüftet, welche auf den Kontaktflächen mit dicken Tachylytkrusten gedeckt sind und sich stellenweise zwischen die Tonlagen verzweigen. Diese Konglomeratschichten enthalten Bimsstein und Bimssteinstaub, auch werden kleine Stücke vereinzelt in der roten Breccie angetroffen. Die Gänge erstrecken sich nur durch die Konglomerate und setzen sich nicht durch die oberhalb befindlichen Basaltmassen fort. Die Konglomerate können noch besser im nördlichen Gebirgsabhang beobachtet werden. Hier stürzt ein kleiner Wasserfall am Gebirgsabhang hinab und breitet sich fächerförmig über einige dicke, grauliche, geschichtete Sand- und Tonbildungen; die Schichten haben diskordante Parallelstruktur mit abwechselnden Lagen von Konglomeraten, grobem Ton und Sand. In diesen Lagen befindet sich eine Menge schwarzer und weißer Körnchen von Basalt und Quarz, die einzelnen Basaltkörner sind äußerst verschieden, dichte, porphyritische, doleritische usw., einige sind ganz gerollt, andere nur an den Kanten abgerundet; die obersten Schichten enthalten Bimsstein, und einige dünne Basaltgänge durchsetzen die Ton- und Konglomeratlagen in verschiedenen Richtungen, ohne sich in dem darüber befindlichen Basalt fortzusetzen. Etwas nordwestlicher zeigen sich die Sand- und Tonlagen wieder entblößt und sind hier von Schwärmen unzähliger verzweigter Basaltgänge durchsetzt. Nahe bei dem Ende des Leirujökull sind diese Bildungen von größter Mächtigkeit, 100 m, dieselbe beträgt auf der südlichen Seite des Tales nur 10 m. Die Unterlage wird von einem rötlichen, porphyritischen Basalt gebildet. Unter den Ton- und Sandlagen, auf dem Basalt ruhend, befinden sich viele, große, gerollte Dolerit- und Basaltblöcke, von Sand und Schutt umlagert. Ein Teil dieser Konglomeratbildungen scheint von einem mächtigen Flußbett aus der tertiären Zeit herzurühren, und ähnliche würden aller Wahrscheinlichkeit nach mehrfach in diesen Gegenden bei näherer Untersuchung gefunden werden.

An den verschiedenen Surtarbrand-Fundorten ist der weiße und rote Ton am meisten vorherrschend, an einigen Stellen ist der rote, an anderen der weiße am mächtigsten, zuweilen sind beide ungefähr gleichmäßig verteilt. Der weiße Ton scheint an den meisten Orten jüngeren Alters zu sein, und an einigen, wie z. B. bei Húsavík (Steingrimsfjord) sind die beiden Schichtfolgen von tertiären Lavaströmen getrennt. Der rote Ton enthält häufig eine Menge Klumpen und Klöße von Toneisenstein, während in dem weißen Ton oft Zwischenlagen von liparitischem Bimsstein angetroffen werden, die zuweilen eine Mächtigkeit von 2—3 m besitzen. Zerstreute Bimssteinstücke sind ebenfalls häufig im weißen, zuweilen im roten Tone vorhanden. Bei Tröllatunga sind die tertiären Wälder von beträchtlichen Massen Bimsstein überschüttet worden, der auch an mehreren anderen Orten an der Südküste des Steingrimsfjördur vorkommt. Die Bimssteinlagen werden gegen S und SW mächtiger und grobkörniger, welche Erscheinung auf eine tertiäre Ausbruchsstelle in dieser Richtung deutet, eine solche findet man auch am Króksfjördur, bei der nördlichen Küste der Breidifjördur, wo mehrere größere Lipariteinlagerungen und Gänge im

Basalt, dem Gehöft Bær gegenüber, auftreten. Bei den Surtarbrandlagen auf der nördlichen Küste des Steingrimsfjords fand ich keine eigentliche Bimssteinbreccie, trotzdem können die dortigen Ton- und Tufflagen sehr wohl eingemischten Bimssteinstaub enthalten, die roten Tonlagen sind auf dieser Seite des Fjordes überwiegend vertreten. Die tertiären Wälder sind nicht völlig von den Bimssteinausbrüchen zerstört worden, denn über den Bimssteinlagen befinden sich gerade unter dem Basalt wiederum Surtarbrand und verkieselte Baumstämme, dahingegen sind hier nicht bestimmbare Blattabdrücke gefunden worden. Im Leirufjördur kommt ebenfalls, wie bereits erwähnt, liparitischer Bimsstein vor, obwohl feststehender Liparit erst am Reykjarfjördur, ungefähr 50 km nach SO gefunden wird. Im Fifudalur, in der Nähe vom Hredavatn ist die pflanzenführende, dunkle Tonlage von Liparitbreccie gedeckt, und nicht weit davon befindet sich der alte Liparitvulkan Baula. Demnach scheinen liparitische Ausbrüche während der Surtarbrandperiode recht allgemein gewesen zu sein. Ferner kommen beträchtliche Massen Liparittuff in Verbindung mit Surtarbrand im Austurdalur im Skagafjördur vor. Ebensowenig haben basaltische Ausbrüche während jener Periode aufgehört, denn an mehreren Orten kommen alte Lavaströme und vulkanische Breccie zwischen den Tonlagen vor, ebenso Surtarbrand sowohl über wie unter denselben.

Die einzelnen Flöze von Surtarbrand und Braunkohle, welche in dieser Formation vorkommen, besitzen nur eine geringe Mächtigkeit, ebenso ist die Anzahl der Flöze sehr verschieden, meistens ist nur eine Surtarbrandschicht vorhanden, obwohl auch zuweilen 2—3 Lagen mit Zwischenräumen von einigen Metern vorkommen. Die einzelnen Lagen können dann wiederum in mehrere sehr dünne, mit dazwischen liegendem Kohlenschiefer oder Ton geteilt sein. Die flachgedrückten Baumstämme des Surtarbrand bilden zuweilen eine größere zusammenhängende Masse, wie in Sandvik in der Nähe von Adalvík, wo dieselben eine Mächtigkeit von 2—3 m besitzen. Meistens sind aber die Surtarbrandlagen viel dünner. Am Hredavatn besitzen Braunkohle und Surtarbrand eine Mächtigkeit von $^1/_2$—1 m, bei Gunnarstadagróf (Steingrimsfjord) 1—$1\frac{1}{2}$ m, bei Tröllatunga 0,8 m, bei Gil in Bolungarvik 0,6 m, bei Höfn am Bakkafjördur 0,17 m, bei Emmuberg auf Skógarströnd 0,08 m u. a. m. Demnach sind sowohl Surtarbrand- wie Braunkohlenlagen im allgemeinen sehr dünn und daher von sehr geringer, praktischer Bedeutung. Verkieselte Baumstämme kommen stellenweise auch da vor, wo sonst nicht Braunkohle oder Surtarbrand angetroffen werden. So fand ich ein großes Stück verkieseltes Holz im Bette eines Baches bei Skjaldabjarnarvík, ähnliche kommen ebenfalls im Austurdalur (Skagafjord), in der Nähe von Húsavík (Skjálfandi) und an mehreren anderen Orten vor. Bei Húsavík im Steingrimsfjord fand ich auf der Grenze, wo der Basalt den roten Ton deckt, einige verkieselte Baumstämmchen von $^1/_3$—$^2/_3$ m im Durchmesser in der untersten Schlackenkruste des Basaltstroms eingekittet. Wie bereits erwähnt, wurde im untersten Teile eines tertiären Lavastroms bei Tröllatunga ein verkohlter Baumstamm gefunden. Bestimmbare Pflanzenreste sind nur an wenigen Stellen entdeckt worden, so auf der nordwestlichen Halbinsel an sechs Orten, nämlich bei Brjámslækur und Vadaldalur, am Steingrimsfjord in Tröllatunga, Husavík, Gautshamar und Margrjetarfell; ferner im westlichen Island östlich von Mýrar, im nördlichen Teile des Langivatnsdalur, in der Nähe des Hredavatn, am Thrimilsdalur und Fifudalur; unbedeutende Pflanzenreste auf dem Nordlande in der Nähe von Árbær im Skagafjord, sowie im Ostlande am Vindfell im Vopnafjord. An vielen anderen Fundorten sind die verschiedenen Tonarten von Zweigstümpfen und anderen Pflanzenüberresten angefüllt, die sich jedoch nicht bestimmen lassen. Wo Pflanzenreste im Kohlenschiefer wie am Brjámslækur vorkommen, sind dieselben wohlerhalten, was ebenfalls in dem weißen Tone, wie bei Tröllatunga, und in den Klößen des Toneisensteins bei Húsavík der Fall

ist. In gröberen Tonarten mit Sandpartikeln sind die Pflanzenreste seltener und schlechter erhalten.

Die alten Lavaströme, welche die Tonbildungen der Surtarbrandformation überschwemmt haben, sind von unverkennbarem Einfluß auf die Unterlage gewesen, häufig ist der Ton mit der Schlackenkruste des Basalts zusammengeknetet, oft ist auch der Ton erhärtet und gebrannt und hat ebenfalls öfters Säulenstruktur angenommen. Unter dem Stálfjall war auf der Grenze zwischen den Tonschichten und der darüber liegenden mächtigen Basaltdecke etwas Schwefel abgesetzt, und der unterste Teil der Basaltsäulen ist auch durch schwefelsaure Dämpfe dekomponiert. In den Höhlungen im Basalt sind an der Grenze des Surtarbrandur stellenweise Drusen von Sphärosiderit vorhanden, auch finden sich daselbst häufig in den Rissen Zeolithen, Kalkspat, Schwefelkies und andere Mineralien. Ebenso sind die Gänge, welche die Kohlenflöze durchbrochen haben, von unverkennbarem Einfluß gewesen, indem sie nicht selten in der Nähe der Durchbruchsstellen Surtarbrand und Braunkohle in Anthrazit verwandelt haben.

Die Mächtigkeit der Surtarbrandformation ist sehr verschieden, dieselbe verschwindet an vielen Stellen ganz und zwischen den Basaltdecken ragen häufig nur einige knorrige, zusammengepreßte und verkohlte Holzfliesen ohne jedwede Tonbildungen heraus; dahingegen sind unzweifelhaft bedeutende sedimentäre Schichtenreihen in Verbindung mit Tuffen und Breccien aus jener Zeit vorhanden, ohne daß in denselben Lignit oder andere Pflanzenreste gefunden sind. Wo die Surtarbrandbildungen am besten entwickelt sind, haben wahrscheinlich ursprünglich sumpfige Niederungen im Terrain existiert, wo sich Ton zusammen mit Resten von Baumwuchs und anderer Vegetation ablagern konnten. Nirgendwo besitzt die Surtarbrandformation wohl größere Mächtigkeit als ca 100 m (wie im Leirufjördur), obwohl hierbei bemerkt werden muß, daß sowohl im Steingrimsfjördur wie auch an anderen Orten hohe Ton- und Tuffabhänge angetroffen werden, deren untere Grenze infolge von glazialen Bildungen und Schutt nicht bemessen werden kann. Wo beide Grenzen sichtbar sind, ist die Mächtigkeit im allgemeinen nicht bedeutend, dieselbe beträgt bei Brjámslækur 40—60 m, bei Hlidarsel am Steingrimsfjord 30—40 m, im Hraunfellsdalur 20—30 m, Stigahlid 16 m, Stadarskard in Adalvík 15 m, im Vadaldalur 10 m, im Stálfjall 8—10 m, Sandvík 5—10, Tröllatunga 6 m, bei Botn im Súgandafjord 2—3 m usw.

Was die Vegetationsverhältnisse während der Surtarbrandperiode anbetrifft, ist die Kenntnis derselben über den Bericht hinaus, den O. Heer im Jahre 1859 nach J. Steenstrups und G. Winklers Sammlungen[1]) veröffentlichte, noch sehr ungenügend. Allerdings sind seitdem von C. W. Schmidt, G. Flink und mir Sammlungen angestellt, jedoch sind die beiden letzteren, die umfangreichsten, noch nicht bearbeitet worden. O. Heer nimmt an, daß die Pflanzenüberreste von Brjámslækur und Gautshamar dem Untermiocän, dahingegen die vom Hredavatn dem Obermiocän angehören; er glaubt, daß die jährliche Mitteltemperatur auf Island $+ 11{,}5°$ C. betragen habe. Übrigens erlaube ich mir auf die angeführten Werke von O. Heer und Windisch hinzuweisen.

Die Fundorte für Surtarbrand sind über das ganze Land zerstreut, kommen aber ausschließlich in der Basaltformation vor, während in der Palagonitformation gar keine vorhanden sind, indem diese Formation, wie bereits früher besprochen, auch viel jünger ist. Dahingegen ist in den pliocänen Bildungen auf Tjörnes, wie schon erwähnt, etwas Surtarbrand vorhanden. Die Surtarbrandfundorte sind über die verschiedenen Basaltgegenden etwas ungleich verteilt. Auf der nordwestlichen Halbinsel erreicht die Surtarbrandformation ihre größte Mächtigkeit und Ausbreitung; im Ostlande ist dieselbe weniger hervortretend,

---

[1]) O. Heer: Flora tertiaria Helvetiæ III, 1859. Flora fossilis arctica I, 1868.

besitzt aber stellenweise eine verhältnismäßig bedeutende Mächtigkeit wie im Hraunfellsdalur und Hengifoss. Im westlichen Island bei Mýrar und in Dalasýsla tritt der Surtarbrand recht allgemein auf, ist aber dagegen nirgends auf der Halbinsel Snæfellsnes gefunden worden, was vielleicht in dem Umstande begründet ist, daß die unterliegende Basaltscholle hier so tief gesenkt ist, daß sich das Niveau des Surtarbrand unter der Meeresoberfläche befindet. Soweit bekannt ist, kommt der Surtarbrand auf dem Nordlande sehr selten vor, und die hierher gehörigen Bildungen haben nur in den Tälern, welche sich vom Skagafjördur am weitesten nach S erstrecken, eine größere Entwicklung erlangt. Mit Rücksicht auf die Beschreibung der einzelnen von mir untersuchten Fundorte erlaube ich mir auf meine früher angeführten Schriften hinzuweisen. Hier will ich nur eine Liste der bisher bekannten 70—80 Fundorte einschalten, die nach »sýslur« (Bezirke) geordnet sind. Die Fundorte, welche ich nicht selbst besucht habe, sind durch ein * bezeichnet, einige derselben sind zweifelhaft. Die Reihenfolge beginnt mit der nordwestlichen Halbinsel:

Isafjardarsýsla: Sandvík, Hvesta, Straumnes, Stadarskard, *Grænahlíd, Stigahlid, Gil in Bolungarvík, Botn im Súgandafjord, *Skálavík bei Ingjaldssand, *Mosdalur am Önundarfjord, Nesdalur, *Lambadalur am Dýrafjord, Tharalátursfjördur. Bardastrandarsýsla: Stálfjall, Landbrot bei Skor, Bær und Gröf auf Raudisandur, Botn im Tálknafjord, Raknadalsfjall, Thernudalur, Dufansdalur, Krosseyri im Geirthjófsfjord, Barmahlíd, *Skírdalsbrún, *Flókavallagnýpa, Brjámslækur, Vadaldalur, *Hagadalur, *Thröskuldur im Vatnadal. Strandasýsla: *Krossnes am Nordfjord, *Svartihnúkur im Ófeigsfjördur, Tungudalur, Arnkötludalur, Bjarnargil, Tröllatunga, Hlídarsel, Svarthamar, Hrafnabjörg, Húsavík, Gautshamar, Margrjetarfell, Gunnarstadagróf, Bæjarfell, *Grímsey. Dalasýsla: Emmuberg, *Goddastadir, Gilsfjördur (Skard, Fagridalur), Svínadalur, *Gnýpufell bei Búdardalur. Snæfellsnessýsla: *Drápuhlídarfjall? Mýrasýsla: Stafholt, Hredavatn, Thórisengismúli, Thrimilsdalur, Fifudalur, *Hítardalur, *Tandrasel, *Langivatnsdalur, Hellistungur bei Fornihvammur, *Kvíafjall in Thverárhlíd. Skagafjardarsýsla: *Austurdalur (Árbær), *Goddalir, *Tinná? Thingeyjarsýsla: Hringver (Tjörnes) Illugastadir (Fnjóskadalur). Múlasýslur: Skeggjastadur, *Vidarfjall, Höfn, *Stóragljúfur (Hafralónsá), Hraunfellsdalur, Vindfell, Hengifoss, *Skriduklaustur, Fljótsdalur, Brimnes, *Eskifjardarsel, *Gudrúnarskörd, *Sellátrar, *Skildingaskörd. Austur-Skaptfellssýsla: *Hoffellsdalur.

Die ganze Mächtigkeit der isländischen Basaltformation ist nicht bekannt und ebenso wenig die Unterlage, auf welcher dieselbe ruht, ältere Bildungen kommen nirgends zum Vorschein. Nach meinen Beobachtungen der Mächtigkeit des Basalts und der regelmäßigen Neigung der Basaltdecken am Reydarfjördur und an anderen Fjorden, habe ich berechnet, daß die sichtbare Mächtigkeit wenigstens 3000 m [1]) betragen muß. Ohne Zweifel ist die Mächtigkeit früher ungleich größer gewesen, indem unermeßliche Massen forterodiert sein müssen. Wenn man bedenkt, wie viele und große Täler und Fjorde von der Erosion ausgehöhlt worden sind, kann man sich eine Vorstellung von der Gesteinsmasse bilden, die von der Erosion fortgeführt sein muß, denn obwohl die Erosionsrinnen am meisten vertieft worden sind, müssen doch die Gebirge zwischen denselben ebenfalls einer bedeutenden Denudation ausgesetzt gewesen sein. Daß dieselbe sehr erheblich gewesen ist, geht deutlich aus den Verhältnissen auf der nordwestlichen Halbinsel hervor, wo das Niveau des Surtarbrand in dieser Hinsicht einen Leitfaden abgibt. Selbstverständlich hat der neuere Basalt, welcher sich ursprünglich, bevor die tektonischen Bewegungen stattfanden, oberhalb der Surtarbrandformation befand, über die ganze Halbinsel einigermaßen dieselbe Mächtigkeit besessen. Der eine Basaltstrom ergoß sich über den anderen, und man muß sich das

[1]) Geogr. Tidskrift VII, 1883, S. 132. Andvari IX, 1883, S. 90.

Land im späteren Teile des Miocän als ein Plateau ohne erhebliche Unebenheiten vorstellen, so daß der Abstand zum Surtarbrandniveau hinab ungefähr überall gleich groß gewesen sein muß. Dann wurde das basaltische Plateau durch große Brüche verschiedenartig zerstückelt, und es entstand die jetzige Neigung der einzelnen Stücke der Scholle. Jetzt zeigt es sich, daß die Mächtigkeit des Basalts über dem Surtarbrand äußerst verschieden ist; da, wo die Surtarbrandflöze am höchsten bergan gehoben sind, ist die Basaltdecke, welche sich über ersteren befand, größtenteils forterodiert, während dieselbe auf der gesenkten Seite noch eine beträchtliche Mächtigkeit besitzt. Am leichtesten ist dieses Verhältnis an den Profilen durch die Fjorde auf der nordwestlichen Halbinsel zu erkennen. Unter dem Stálfjall liegen z. B. 670 m Basalt über dem Surtarbrand, während dasselbe Flöz am Tálknafjördur nur von 20—50 m dicken Basaltdecken gedeckt ist; der Basalt bei Brjámslækur besitzt eine Mächtigkeit von 300—350 m über dem Surtarbrand, welche nördlicher an die Oberfläche tritt. Die Mächtigkeit des neueren Basalts über dem Surtarbrand ist sehr verschieden, am Steingrimsfjord beträgt dieselbe z. B. 100—200 m gegen S und N, während das Fjordbassin bis zum Surtarbrandniveau hinab erodiert ist, bei Skor beträgt die Mächtigkeit ca 400 m, im Thernudalur ca 360 m, auf der Südseite des Gilsfjördur 700—800 m usw. Im östlichen Island ist die Mächtigkeit des neueren Basalts ebenfalls sehr verschieden und schwankt da, wo ich denselben beobachtet habe, zwischen 100—900 m. Daraus geht hervor, daß der neuere Basalt wenigstens eine Mächtigkeit von 500—1000 m besessen haben muß, aber auf den am meisten emporragenden Stücken der zerbrochenen Basaltscholle ist der größte Teil dieser mächtigen Basaltdecken forterodiert. Die jüngsten Gänge, welche durch alle Lagen gedrungen sind, haben unzweifelhaft Lavaströme hervorgebracht, die schon längst verschwunden sind. Daß die Erosion nach dem Durchbruch der letzten Gänge kolossal gewesen sein muß, zeigt sich bekanntlich in Schottland und England, woselbst zahlreiche Gänge auf großen Arealen auftreten, wo keine Basaltdecken vorhanden sind. Dasselbe ist im östlichen Grönland der Fall, wo viele Basaltgänge weit außerhalb des eigentlichen Basaltterrains den Gneis durchbrechen.

4. Gabbro.

Gabbro ist nur bei der Bucht Lónsvík im östlichen Island anstehend gefunden worden; hier tritt dieses Gestein in zwei Felsspitzen im Eystra-Horn und im Vestra-Horn zu beiden Seiten dieser Bucht auf. Der norwegische Geolog Amund Helland entdeckte im Jahre 1881, daß das Vestra-Horn zum großen Teile aus Gabbro bestand, welches vordem nicht anstehend gefunden war, auch hat er die gesammelten Proben petrographisch beschrieben [1]). Loses Geröll von Gabbro hatte Sveinn Pálsson bereits im Jahre 1794 auf Breidamerkursandur gefunden und nannte es nach dem damaligen Sprachgebrauch Granit [2]). Geröll von derselben Felsart wurde ebenfalls von C. W. Paijkull im Jahre 1865 sowohl auf Breidamerkursandur als auch auf Skeidarásandur [3]) beobachtet und K. Keilhack (1883) erwähnt von den Sandflächen Sólheimasandur und Mýrdalssandur Geröll, das dem Gabbro gleicht [4]). Dieses Gestein hat daher unzweifelhaft eine weitere Ausbreitung, als uns bisher bekannt ist und muß anstehend unter den großen Jökeln vorkommen.

[1]) A. Helland: Om Islands Geologi. (Geogr. Tidskr. VI, 1882, S. 75—77.) Studier over Islands petrografi og geologi. (Arkiv for Mathematik og Naturvidenskab 1884, S. 71—73.)

[2]) Norsk Turistforenings Aarbog. Kristiania 1882.

[3]) C. W. Paijkull: Bidrag til kännedomen om Islands bergsbyggnad. (K. Sv. Vetensk. Akad. Handlingar VII, Stockholm 1867, S. 18 f. Neues Jahrbuch für Mineralogie 1868, S. 60.)

[4]) K. Keilhack: Beiträge zur Geologie der Insel Island. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellschaft 1886, S. 384.)

Loses Gabbrogeröll fand ich 1894 sowohl auf den genannten Stellen als auch auf Heinabergssandur und Steinasandur. Am häufigsten kommen Gabbrogeröll auf der Sandfläche Breidamerkursandur vor, in größerer Menge tritt es zuerst bei Breiduvötn auf, seltener bei Nýgrædukvíslar und wiederum allgemeiner bei der Jökulsá; vielleicht liegt der feste Gabbro tief unter den Gletschern verborgen, und Bruchstücke desselben werden von wasserreichen Strömen, die ihre Quellen hoch oben auf den Bergen haben, hinabgeführt. Die Berge Vedurárdalseggiar, oben am Breidamerjökull gelegen, sehen in einiger Entfernung aus, als könnten sie teilweise aus Gabbro bestehen, was aber noch ganz unentschieden ist, da ich weder Zeit noch Gelegenheit hatte, diese Berge zu besuchen.

Das Vestur-Horn, südlich vom Handelsplatz Papós, ist ein gezackter Felsen, dessen höchste Spitze Klifatindur eine Höhe von 878 m besitzt. Die verschiedenen Teile des Vestur-Horn tragen verschiedene Namen; die äußerste, östlichste, scharfe dreiteilige Spitze heißt Brunnhorn, demnächst folgt Kamphorn und die westlichste Spitze heißt Klifatindur; die steilen Abhänge unterhalb dieses letzten Felsens haben ebenfalls besondere Namen, wie Húsadalstindur, Litla-Horn und Rustanöf. Nur ein Teil der Felsmasse, Vestur-Horn genannt, besteht aus Gabbro, und hauptsächlich sind die Felsspitzen Brunnhorn und Kamphorn aus diesem Gestein aufgebaut, westlich davon sind Basalt und Liparit überwiegend. Der Gabbro tritt als massives Gestein auf ohne eine Spur von den Decken, welche in den umliegenden Basaltgebirgen so vorherrschend sind. Der Gabbro bildet nach dem Meere zu fast senkrechte glatte Gebirgsabhänge, an deren Fuße gewaltige, herabgestürzte Blöcke aufgestapelt sind. Die Korngröße ist sehr verschieden, häufig ist der Gabbro sehr grobkörnig, mit einem Netze von helleren Adern durchzogen. Derselbe ist von Basalt, mit schwacher Neigung einwärts nach dem Lande zu, gedeckt. Die Felsspitze Klifatindur besteht aus Basalt, unter demselben befindet sich im Rustanöf und Húsatindur Liparit. Liparitgänge durchsetzen sowohl Gabbro wie auch Basalt bis in die Gipfel der Berge hinauf. Im Brunnhorn scheint der Gabbro teilweise auf Basalt zu ruhen und auch mit Basaltgängen durchsetzt zu sein. Bei dem Handelsplatz Papós reicht feinkörniger Basalt bis zum Meere hinab. Der Gabbro scheint eine mächtige, intrusive Masse im Basalt zu bilden, und in der Spitze Klifatindur würden die Basaltdecken in der Verlängerung eine Wölbung über den Gabbro bilden, die gleich verschiedenen Granophyrmassen in diesen Gegenden am ehesten ein Lakkolith genannt werden muß. Die Verhältnisse sind jedoch noch zu wenig in den Einzelheiten untersucht, und andere Arbeiten verhinderten mich im Jahre 1894 längere Zeit in Lón zu verweilen.

Die Felsmasse Austur-Horn, nördlich vom Lónafjördur, ist ebenfalls größtenteils aus Gabbro und Granophyr aufgebaut. Ein massiver Bergrücken, 600—800 m hoch, wird vom Hochlande bei dem Passe Lónsheidi (385 m) abgeschnitten und erstreckt sich nach SW bis zur Landzunge Hvalsnes; der nördlichste Teil der Gebirgsmasse besteht aus Basalt, der bis außerhalb Vík die vorherrschende Steinart ist; in der Nähe von Lónsheidi ist der Basalt von einem großen roten Liparitgang durchsetzt. Bei Vík, an der Grenze des Basalts und des massiven Granophyr, werden die bis hierher regelmäßigen Basaltdecken gestört und zahlreiche Apophysen vom Granophyr dringen in den Basalt hinein. Der mittelste Teil des Berges besteht aus Gabbro, aber der äußerste niedigere Teil wieder aus Granophyr; wo diese Gesteine aneinander treffen, sind sie auch miteinander durch Apophysen und Gänge verwebt. Die Bergabhänge sind steil und massiv und ohne Deckenbildungen, und mächtige Blöcke sind am Fuße derselben aufgestapelt. In Krossnes und den kleinen Tälern nördlich von der Landzunge Hvalsnes (Ljósárdalur und Hvaldalur) kommen Liparit und Granophyr vor, aber am Beginn der Täler sind diese Gesteine von Basalt gedeckt. Am Flusse Ljósá findet sich in den Felsen eine eigentümliche Breccie mit scharfkantigen Basalt-

stücken in liparitischer Grundmasse. Gabbro und Granophyr scheinen hier ebenfalls intrusiv zu sein, der Basalt breitet sich auf denselben aus mit der Neigung vom Gabbro einwärts nach dem Lande zu. Ob der Gabbro auf beiden Seiten der Bucht Lónsvík früher eine zusammenhängende Masse gebildet hat, ist nicht leicht zu entscheiden, vielleicht sind dort zwei abgesonderte auserodierte Lakkolithen vorhanden. Die Gabbro-Injektionen scheinen an dieselben Spaltenrichtungen nach NO gebunden zu sein, wie Liparit und Granophyr im Ostlande.

5. Liparit und Granophyr.

Liparit ist über ganz Island ausgebreitet, obwohl dieses Gestein mit Rücksicht auf die Quantität weit hinter Basalt und Breccie zurückbleibt; im ganzen Lande nimmt Liparit ungefähr ein Areal von 800 qkm oder kaum 0,8 Proz. des ganzen Landes ein[1]). Das relative Altersverhältnis des Liparits zu anderen Felsarten ist sehr verschieden, er kommt sowohl in Gängen und Einlagerungen in den ältesten miocänen Basalten, als auch in jüngeren Tuffen und Breccien vor und ist in postglazialer Zeit in Lavaströmen hervorgequollen, auch haben moderne Vulkane liparitischen Bimsstein ausgeworfen. Je eingehender das Land untersucht wird, je mehr Liparitgänge und Einlagerungen wird man finden, da zu allen Zeiten Liparitausbrüche und -injektionen recht allgemein waren. Als ich im Jahre 1881 meine Forschungsreisen auf Island begann, waren 50 Fundorte für Liparit bekannt, jetzt kennt man 165. Am meisten ist der Liparit im Ostlande ausgebreitet, und er umfaßt um den Borgarfjord ein Gebiet von ca 190 qkm und zwischen Reydarfjördur und Hjerad ca 100 qkm; von ähnlichem Umfang ist das Liparitgebiet am Torfajökull. Rechnet man aber die Liparite, welche unzweifelhaft unter Gletschern verborgen sind, mit, so wird das Areal dort ungefähr 150 qkm betragen.

Die Liparitflecken, welche sich auf Island finden, zeigen nicht die ausgeprägte Regelmäßigkeit in ihrer Anordnung wie die neueren Vulkane, und es läßt sich nicht mit Sicherheit sagen, ob sie an dieselben Spaltensysteme geknüpft sind. Daß eine solche Regelmäßigkeit nicht sichtbar ist, kann jedoch damit zusammenhängen, daß viele Einlagerungen und Gänge unter älteren und jüngeren vulkanischen Massen verborgen sein müssen. Eins steht jedoch mit Rücksicht auf die Ausbreitung fest, daß im Ostlande Liparitausbrüche sehr viel häufiger stattgefunden haben als auf der nordwestlichen Halbinsel, denn in beiden Gegenden ist das Basaltplateau dermaßen von der Erosion zerklüftet, daß es auffällt, in welcher relativen Menge der Liparit an beiden Stellen vorhanden ist. Die zahlreichen und erheblichen Liparitdurchbrüche im Ostlande sind in einem Gürtel parallel zu der Küste geordnet, so daß ihre Hauptrichtung ungefähr nordöstlich, also dieselbe ist, welche den neuen vulkanischen Gürtel mitten im Lande charakterisiert. Die wenigen Liparitflecken im östlichen Teile des Palagonittuffgebiets stehen vielleicht auch in Verbindung mit den leitenden Vulkanspalten Öræfajökull, Jökulfell, Mt. Paul, Hlídarfjall, Hrafntinnuhryggur, dem westlichen Torfajökull und Hágöngur, was aber noch nicht entschieden ist. Noch größere Unsicherheit herrscht in dieser Beziehung hinsichtlich der vielen Liparitdurchbrüche im Nordlande, aber die Liparite um Faxebucht und Breidifjördur scheinen mit den halbkreisförmigen Bruchlinien in Verbindung zu stehen, welche bereits im Miocän diese beiden großen Kesselbrüche hervorgerufen haben.

Das Vorhandensein des Liparits ist meistens im Abstande zu erkennen, da seine helle Farbe von den dunklen Basalten und den braunen Tuffen und Breccien absticht. Ein

[1]) Nach meiner geologischen Karte beträgt das Areal ungefähr 880 qkm, was seinen Grund darin hat, daß die kleineren Liparitflecken und Gänge, die trotz ihrer Kleinheit angegeben werden sollten, infolge des Maßstabs der Karte zu groß geworden sind.

Querschnitt mit Liparit kann häufig durch die Variationen seiner Farben und der verschiedenartigen Gänge und Einlagerungen das bunteste Aussehen haben. Dem Meere zugekehrte Gebirgsabhänge von Liparit, wie z. B. Dalatangi und Bardsnes im Ostlande gleichen den farbigen, schematischen Profilen der Erdrinde, welche man so häufig in älteren geologischen Lehrbüchern findet. Die isländischen, meistens hellgrauen, gelblichen oder rötlichen Liparite sind am häufigsten dicht und felsitisch, zuweilen porphyritisch; die Oberfläche ist auch porös mit kleinen Löchern versehen; durch Dekomposition sind die Liparite häufig weiß oder grünlich, bisweilen in Ton verwandelt. Unter den Absonderungsformen sind die schiefrigen und säulenförmigen die gewöhnlichsten; die Säulen sind meistens klein, selten länger als 1—1½ m und häufig viel kleiner und stets viel unregelmäßiger als die basaltischen Säulen. Größere Liparitsäulen sind zuweilen in Platten senkrecht auf den Absonderungsflächen gespalten. Die Liparitgebirge sind oft von einer dicken Schicht von zersprengten Stücken, Platten und Säulen bedeckt, die das Vorwärtskommen sehr erschweren, und an steilen Gebirgsabhängen geraten diese losen Bruchstücke bei der geringsten Berührung in Bewegung, so daß das Besteigen solcher Berggipfel aus Liparit, wie z. B. Baula, mit großen Schwierigkeiten verknüpft ist. Die Liparite sind oft von ausgeprägter Fluidalstruktur, zuweilen mit wellenförmigen Bändern in langen und kurzen Schlingungen; dünne Lamellen und Streifen, verschiedenartige Färbung und Größe des Kornes verleihen häufig dem Gestein das Aussehen von fossilem Holze, oft ist die Struktur auch sphärolitisch. Häufig kommen abwechselnde Schlieren von verschiedener Farbe mit allen möglichen Übergängen von echtem Liparit zu Perliten, Sphäroliten und Obsidian vor. Liparitbreccien sind nicht ungewöhnlich, und bedeutende Massen von Liparit und Bimssteintuffen sind besonders in den Schichten vorhanden, welche der Surtarbrandformation angehören, wie im Skagafjördur, Steingrimsfjördur, am Hredavatn u. a. m.

Über die petrographische Zusammensetzung der Lipariten ist verhältnismäßig viel veröffentlicht worden, so hat H. Bäckström zuletzt und am besten dieses Thema behandelt, weshalb die Lipariten in dieser Hinsicht besser bekannt sind, als andere isländische Gesteine[1]). Trotzdem ist die Kenntnis derselben einstweilen noch ganz ungenügend, da nur ein kleinerer Teil der Fundorte petrographisch untersucht ist, und häufig auch nur nach zufälligen, ins Ausland gelangten Stücken, über deren geologisches Vorkommen die näheren Aufschlüsse fehlten. Um völlige Klarheit zu erlangen, muß die geologische und petrographische Untersuchung Hand in Hand gehen. Nach H. Bäckström ist »die mineralogische Zusammensetzung der isländischen Liparitgesteine sehr einförmig, es ist in den meisten Fällen nur Feldspath, Pyroxen, Eisenerz, Zirkon und Glas zu sehen. Dazu gesellen sich Quarz, Tridymit, Apatit und Olivin, sowie in einigen vereinzelten Fällen Hornblende, Biotit, Hypersthen und Titanit.« Mit Rücksicht auf die chemische Zusammensetzung, müssen die

[1]) Außer älteren Arbeiten von W. Bunsen, Sartorius v. Waltershausen, G. Winkler, C. W. Paijkull, F. Zirkel u. a. m. sollten mit Rücksicht auf die Petrographie der Lipariten und anderer isländischer Steinarten besonders folgende hervorgehoben werden: Th. Kjerulf: Om Islands trachytiske Dannelser. (Nyt Magazin for Naturvidensk. VIII, Kristiania 1855, S. 72—116.) — A. Helland: Studier over Islands petrografi og geologi. (Arkiv f. Mathematik og Naturvidensk. 1884, S. 69—154.) — L. P. Schierlitz: Isländische Gesteine. Inaug.-Diss., Wien 1882, 8⁰, 38 S. — R. Bréon: Notes pour servir à l'étude de la géologie de l'Islande et des îles de Faeroe. Paris 1884, 4⁰. — C. W. Schmidt: Die Liparite Islands in geologischer und petrographischer Beziehung. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. XXXVII, 1885, S. 737—791.) Ebenfalls als Inaug.-Diss., Freiburg i. Br. 1885, 8⁰. Ein Teil meiner Liparitsammlungen aus den Jahren 1884, 1888 und 1890 wurde von H. Bäckström petrographisch untersucht, welcher eine sehr interessante petrographisch-chemische Übersicht über isländische Lipariten veröffentlichte: Beiträge zur Kenntnis der isländischen Liparite (Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. XIII, 1891, S. 637—682), ebenfalls als Inaug.-Diss., Heidelberg 1892, 8⁰. Ein großer Teil meiner Sammlungen von isländischen Lipariten ist aber noch nicht bearbeitet. Außer den erwähnten Abhandlungen sind auch zerstreute Notizen über isländische Liparite und Pechsteine in verschiedenen Handbüchern und Zeitschriften vorhanden. Vgl. Th. Thoroddsen: Landfrædissaga Islands, Bd. IV, S. 158—61.

bisher bekannten isländischen Liparitgesteine nach H. Bäckström, der kritisch die vorhandenen Analysen untersucht hat, am ehesten als Natronliparite bezeichnet werden; die an Kali reicheren Arten kommen im Baula und der nächsten Umgegend vor. Der Gehalt an Kieselsäure schwankt zwischen 79—62 Proz.; der geringste Gehalt von $Si\ O_2$ wird in den postglazialen Liparitlavaströmen am Torfajökull und in Hvítnskridur auf Snæfellsnes gefunden, und an diesen Orten steht das Gestein auf der Grenze der Trachyten. Die innere Verteilung der Mineralzusammensetzung und der chemischen Zusammensetzung in den verschiedenen isländischen Liparitmassen, Lakkolithen und Gängen ist bisher nicht untersucht worden. Außer den eigentlichen dichten, felsitischen Lipariten kommen ebenfalls an einigen Orten Gesteine von gröberem Korne vor, die äußerlich zuweilen vollständig Granit gleichen, aber von H. Bäckström, der sie untersucht hat, für typische Granophyre erklärt wurden. Eigentliche Granite, wie in Schottland, hat man bisher innerhalb der isländischen tertiären Basaltformation noch nicht entdeckt, aber deshalb ist es nicht ausgeschlossen, daß sie vielleicht bei näherer Untersuchung gefunden werden. Granophyre sind seltener als die eigentlichen Lipariten, bisher habe ich dieselben nur bei Breiddalur, Lón und am Hornafjördur im südöstlichen Island gefunden, und auch bei Máfahlíd auf der Halbinsel Snæfellsnes. Die Granophyre scheinen meistens junge, intrusive Massen zu sein. Die Lipariten sind häufig einer großen Dekomposition von vulkanischen Fumarolen ausgesetzt gewesen und oft sind Merkmale von der ausgedehnten Tätigkeit der Solfataren in der Vorzeit vorhanden; gegenwärtig kommen jedoch nur lebendige Solfataren in den Bergen Kerlingarfjöll vor, von allen übrigen Arten sind die Schwefelquellen an Palagonittuff und Breccie gebunden.

Die isländischen Liparite und Granophyre stehen in ähnlichem Verhältnis zu den Basalten wie in Schottland, sie treten in stockförmigen Massen (bosses), in Lakkolithen, in Gängen und Lagergängen (sills) auf. In den Einzelheiten sind die geologischen Verhältnisse in Island jedoch bei weitem nicht genügend bekannt. Auf meinen Rekognoszierungsreisen habe ich infolge von vielen anderen geographischen und geologischen Arbeiten die Fundorte des Liparit nur ganz flüchtig untersuchen können, sowohl die Witterung als auch Pflichten anderer Art haben mich häufig gezwungen, interessante Lokalitäten früher zu verlassen, als es mein Wunsch war.

Große stockförmige und kuppelförmige Liparitmassen kommen ziemlich allgemein vor, und mehrere scheinen nach der Beschreibung dem Puy-de-Dôme und anderen französischen Massenvulkanen[1]) zu gleichen, jedoch läßt es sich in den einzelnen Fällen noch nicht entscheiden, ob die Lipariten durchgedrungen oder erstarrt sind, ehe sie die Oberfläche erreichten. Welche Massenvulkane aus Liparit bestehen und welche auserodierte Lakkolithen sind, muß die eingehendere Untersuchung in der Zukunft entscheiden. Zu größeren, isolierten Liparitmassen dieser Art können Baula, Sandfell im Fáskrudsfjord, die Berge Hlídarfjall am Mývatn und Hvítserkur am Borgarfjord im Ostlande, Drápuhlídarfjall in der Nähe von Stykkisholm u. a. m. gezählt werden. Einige von diesen sind teilweise mit Basaltdecken versehen, welche die Neigung aufwärts zum Liparit zeigen; andere Liparitmassen sind ganz vom Basalt gedeckt, der vom Liparit aus nach allen Seiten hin abfällt. Die Granophyren im Ostlande scheinen häufig in Gestalt von Lakkolithen aufzutreten, aus denen Gänge und Apophysen sich in den darüberliegenden Basalt hinein erstrecken (Slaufrudalur in Lón). Intrusive Lagen von Liparit, häufig mit recht unregelmäßigen Formen, sind nicht gewöhnlich, ebenso Gänge, sowohl vereinzelt als auch in der Nähe von größeren Liparitmassen, die jedoch weder so groß noch so regelmäßig wie die Basaltgänge sind und zuweilen Apophysen in das Seitengestein senden; besonders unregelmäßig sind sie haupt-

[1]) Poulett Scrope vergleicht bereits Puy-de-Dôme mit Baula. (The Geology and Extinct Volcanoes of Central France, 2. Aufl., London 1850, S. 50.)

sächlich da, wo sie in Palagonittuff und Breccie hineindringen. Kleine Liparitflecke auf der Karte zwischen größeren Liparitgebieten im Ostlande bestehen häufig aus Gängen und intrusiven Lagen; ob dieselben in einzelnen Fällen nur Apophysen von darunter befindlichen Liparitreservoirs sind, ist nicht leicht zu entscheiden. Das Ganggestein ist meistens dicht und in unregelmäßigen Stücken, selten in Form von kleinen Säulen abgesondert, zuweilen findet sich auf den Grenzen sphärolithische Struktur. Das oft verschiedenartig umgeformte Seitengestein ist zuweilen zu einer Breccie zerstückelt, zuweilen sind kantige Basaltstücke in der Gangmasse selbst umhergestreut. Zusammengesetzte Gänge, deren Mitte aus Liparit und deren Seiten aus Basalt bestehen, kommen vor, sind aber sehr seltene Erscheinungen (Breiddalsvík); ein Pechsteingang mit Basaltgängen zu beiden Seiten befindet sich in der Nähe von Grund im Skorradal. Die größeren Liparitmassen sind von sehr unregelmäßiger Gestalt und an ihren Grenzen ist der Basalt häufig schlackig und umgebildet und von Schwärmen von Apophysen durchdrungen, zuweilen ist die Grenze in gerader Linie gegen das Seitengestein abgeschnitten. Auf den Grenzen befinden sich oft Lagen von großen Sphärolithen (Álptavík) oder Obsidian, Perlit und Pechstein. Pechsteingänge sind in Lipariten ganz gewöhnlich, meistens sind dieselben kohlschwarz, weshalb sie von den Einwohnern für Kohle gehalten werden, auch haben sie eine dunkelgrüne Farbe, wie Flaschenglas, häufig sind sie porphyritisch und zuweilen sphärolitisch. Sehr selten scheinen dieselben im Granophyr im südöstlichen Teile von Island vorzukommen. Das Alter der Lipariten ist sehr schwer festzustellen, jedoch müssen zu allen Zeiten Ausbrüche und Intrusionen stattgefunden haben. Aller Wahrscheinlichkeit nach haben bedeutende Liparitausbrüche im Miocän stattgefunden, als die Pflanzen existierten, deren Abdrücke in den Tonschichten am Surtarbrandur gefunden werden. Innerhalb der Basaltformation ist der Liparit fast überall von den jüngsten Basaltgängen durchbrochen, die sich häufig scharf als unzählige schwarze Streifen von den hellen Liparitgebirgen abheben; oft kommen auch intrusive Basaltlagen mit Apophysen im Liparit vor. Liparitgänge, Ströme auf der Oberfläche und stockförmige Liparitmassen haben nicht allein in den miocänen Basalten mit basaltischen Ausbrüchen abgewechselt, sondern sind auch in die pliocänen, glazialen und postglazialen Breccien eingedrungen; einzelne liparitische Lavaströme aus der postglazialen Zeit sind bereits besprochen worden; einige von den größeren modernen, basaltischen Vulkanen haben mit langen Zwischenräumen vereinzelt Liparit ausgeworfen. Geschrammte Liparitlaven sind nicht bekannt, jedoch können sie auch möglicherweise infolge ihres losen Zusammenhangs fortgeführt sein. Im folgenden will ich eine kurze geographische Übersicht der Liparitfundorte geben, welche ich in allen Teilen des Landes besucht habe, was vielleicht zukünftigen Forschern von Nutzen sein kann.

Auf der nordwestlichen Halbinsel ist der Liparit ziemlich selten zu finden, soviel man weiß, kommt derselbe an der westlichen Seite nur im Berge Skridnafjall bei Álptamýri an der nördlichen Küste des Arnarfjords vor, wo er in einer ziemlich großen Masse auftritt, die ich jedoch aus Mangel an Zeit während meines Aufenthalts 1887 in der dortigen Gegend nicht untersuchen konnte. Von der östlichen Seite des Kollafjördur, einem der schmalen Fjorde, die sich von der Bredebucht aufwärts erstrecken, zieht sich das kleine Tal Kálfadalur zwischen die Gebirge hinauf; im Talgrund, wo mehrere Gebirgsbäche tiefe Rinnen gegraben haben, tritt der Liparit auf einer Strecke von 400—500 m in einer der Hauptklüfte gegen O an die Oberfläche; hier finden sich braune, gelbe und weiße bandförmige und schlierige Varietäten von Liparit mit porphyritischer und sphärolitischer Struktur, sowie schwarzer und grüner Pechstein in beträchtlichen Massen, samt bimssteinartigen Lagen mit Übergängen zu den glasartigen Abweichungen. In den Gebirgen am Króksfjördur sind dicke Einlagerungen von Liparit in ziemlich bedeutender Ausdehnung

sowohl in den Gebirgen oberhalb von Bær als auch in der Landzunge Borgarnes vorhanden, das Gestein ist von C. W. Schmidt[1]) petrographisch untersucht worden. Vom Beginn des Gilsfjördur aus reitet man vom Gehöft Kleifar über steinige 500 m hohe Bergrücken hinab in das Mókallsdalur, das vom 18. Jahrhundert her bekannt ist, indem man hier eine brauchbare Porzellanerde zu finden glaubte. Eggert Olafsson und Olavius untersuchten das Tal, worauf N. Mohr von Dänemark hinauf gesandt wurde, um hinlänglich große Proben der erwähnten Erde zu holen. Das Schiff, auf dem sich Mohrs Sammlungen befanden, ging unter, und seitdem ist die ganze Angelegenheit der Vergessenheit anheim gefallen. Leider konnte ich 1886 wegen ungünstiger Witterung das Tal nicht näher untersuchen. Im obersten Teile des Talgrundes ruhen beträchtliche Brecciebildungen auf Basalt, und das Vorhandensein vieler loser Bruchstücke von Liparit läßt darauf schließen, daß hier feststehende liparitische Bildungen zu finden sein müssen. Vielleicht ist die erwähnte sogenannte Porzellanerde (bleikja) ein durch schwefelsaure Dämpfe dekomponierter Liparit, der Schwefelkies und Verwitterungsprodukte enthält. Am Reykjarfjördur (Kúvíkur) fand ich 1886 an drei Stellen Liparit in geringer Menge, nämlich außerhalb des Handelsplatzes am Wege nach Kambar; am Beginn des Fjordes, vor dem Gehöft Reykjarfjördur, entdeckte ich einen Liparitgang mit der Richtung N 50° O und weiter oben im Tale am Wege über den Berg Ofeigsfjardarfjall eine kleine Einlage von Liparit mit Säulenstruktur. Bei Árnes finden sich an der Küste viele lose Liparitstücke, weshalb man auf ein ziemlich häufiges Vorkommen dieses Gesteins in den Gebirgen zwischen Árnes und dem Reykjarfjördur schließen kann. Ebenso nahm ich Lipariteinlagerungen an der Küste des Ingólfsfjördur, unterhalb Melaskard wahr, aber nirgendwo nördlicher. Daraus sieht man, daß die Ausbreitung des Liparits auf der nordwestlichen Halbinsel nur sehr gering sein kann; mit Ausnahme der erwähnten Orte kommt nirgends in Flußbetten oder Gebirgsbächen liparitisches Geröll vor. Einlagen von Liparit würden auch in den Felswänden des von den Fjorden vielfach zerschnittenen Basaltplateaus leicht zu erkennen sein, wenn sie überhaupt vorhanden wären. Der einzige Ort, an dem bedeutendere liparitische Ausbrüche stattgefunden haben, scheint sich in der Nähe von Bær im Króksfjördur zu befinden, und wahrscheinlich haben die Ausbrüche in der Mitte des Miocän stattgefunden, denn bedeutende Schichten von liparitischem Bimsstein, sicherlich von diesem Ausbruchsherd herrührend, kommen zwischen den versteinerungsführenden Tonschichten am Steingrimsfjördur vor.

Auf der Nordküste von Island ist der Liparit mehr verbreitet. In dem hohen Berge Geldingafell, westlich von der Holtavörduheidi ist der Liparit aus der Ferne sichtbar, und auf dem Hrútafjardarháls, oberhalb Thoroddstadir sind lose Bruchstücke desselben Gesteins im Moränengeröll wahrgenommen. Am Midfjördur auf der Halbinsel Vatnsnes befindet sich oberhalb des Gehöfts Kirkjuhvammur eine beträchtliche Einlage von Liparit mit 2—3° Neigung nach S; bei dem Gehöft Kothvammur tritt das Gestein in einer weißlichgrauen Terrasse an die Oberfäche, ebenso bei dem Gehöft Sydsti-Hvammur am Berggipfel Hreggnasi. Bei näherer Untersuchung würde es sich gewiß zeigen, daß der Liparit in diesen Gegenden eine größere Ausbreitung hat; das Gestein vom Thoreyjargnúpur, welches von Schierlitz untersucht wurde (a. a. O., S. 12), ist gewiß eine Fortsetzung der Einlagerungen bei dem Gehöft Kirkjuhvammur. Auf beiden Seiten des Vatnsdalur sind beträchtliche Liparitmassen vorhanden, die mehrmals von Geologen besucht wurden, da dieselben an der Landstraße liegen. Auf der westlichen Seite des Tales im nördlichen Ende des Berges Vididalsfjall befinden sich hoch oben rötliche Bergspitzen aus Liparit (Ásmundarnúpur, Raudihnúkur, Raudkollur) und bei Flaga, ebenfalls auf der Westseite

[1]) Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesellschaft 1885, S. 762—64.

des Tales gelegen, kommt der Liparit gleichfalls vor. Einige lose Liparitrollsteine sowie Breccie fand ich 1897 bei Vididalsá in der Nähe von Vididalstunga, die von dem einen oder anderen unbekannteren südlicheren Liparitgange stammen müssen. Auf der Ostseite des Vatnsdalur ist der Liparit doch am meisten ausgebreitet, indem der obere Teil der Berge oberhalb Hvammur und weiter hinaus größtenteils aus Liparit besteht, dessen interessante geologische Beziehungen zum Basalt noch nicht genügend untersucht sind, obwohl der Ort von mehreren Geologen[1]) beschrieben worden ist. Die Lipariteinlagerungen haben die größte Mächtigkeit im obersten Teile des Vatnsdalsfjall über dem nördlichen Ende des Sees Flód, unterhalb dessen die Talmündung durch einen unregelmäßigen Zaun von gipfeligen kleinen Hügeln, Vatnsdalshólar, die Maulwurfshügeln ähnlich sehen, gesperrt ist. Diese Hügel sind aus kantigen Liparit- und Basaltstücken zusammengesetzt, jedoch ist das Liparit überwiegend. Die Schutthügel ruhen auf gescheuertem Basalt, und in den westlichen Hügeln fand ich einige Scheuersteine zwischen den kantigen Blöcken. C. W. Schmidt glaubt, daß die Hügel Vatnsdalshólar von einer postglazialen vulkanischen Lipariteruption herrühren, was jedoch kaum der Fall sein kann[2]). Es ist jedoch wahrscheinlicher, daß diese Hügel vom Schlusse der Eiszeit herstammen, und daß ein im Schmelzen begriffener Gletscher sich abwärts durch das Tal erstreckt hat; auf den Gletscher sind von den steilen Gebirgsabhängen an der Ostseite des Tales große Bergmassen herabgestürzt, von denen nach dem Schmelzen des Gletschers unregelmäßige Haufen von Schutthügeln übrig geblieben sind. Ähnliche Verhältnisse kommen auch anderweitig in Island vor, wo große Bergstürze, besonders während der heftigen Erdbeben, die so oft das Land erschütterten, zur Tagesordnung gehörten. Aus historischer Zeit kennt man von demselben Gebirgabhang auch Bergstürze, welche die Anzahl dieser Hügel vermehrt haben; ein Teil derselben rührt demnach sicher von einem gewaltigen Bergsturz her, der im Jahre 1545 von den Liparitfelsen herabstürzte und das Gehöft Skidastadir begrub, wobei 14 Menschen umkamen. An derselben Stelle fand ein anderer Bergsturz im Jahre 1720 statt, der das Gehöft Bjarnastadir zerstörte und sechs Menschen tötete; die Schutthaufen gelangten bis Mársstadir und verstopften den Fluß, daß das Tal Vatnsdalur bis nach Hvammur und Kornsá[3]) überschwemmt wurde. Im Vatnsdalsfjall sind die Basaltdecken um den Liparit sehr gestört, aber die obersten scheinen doch regelmäßig und wagerecht zu sein. Bei Hjallaland ist ein besonderer Liparitgang vorhanden. Von N her macht das Tal Saudadalur einen Einschnitt in den Vatnsdalsfjall, und auf der Ostseite dieses Tales findet sich Liparit (Grettisskyrta) in der Felsenspitze Reykjanybba (778 m), auch kommen zwei Flecken desselben Gesteins in dem Gebirgsabhang vor, der dem Svínadalur zugewendet ist. Der Liparit ist gleichfalls in den Basaltgegenden zwischen Húnaflói und dem Skagafjördur sehr verbreitet. Auf der östlichen Seite des Laxárdalur tritt der Liparit an mehreren Stellen an die Oberfläche, so bei Kirkjuskard[4]), Litla-Vatnsskard und südwestlich von Bólstadahlid (Hlídarfjall). Hallardalsá südlich von Skagaströnd führt gerollten Liparitschutt hinab, und hier und da sind im Innern der Halbinsel Liparitflecken sichtbar, die aber nicht näher untersucht sind. Im südöstlichen Ende von Tindastóll ist ein solcher Liparitfleck vorhanden, und in einer Kluft bei dem Gehöft Gil findet sich Liparit mit verzweigten, schwarzen Gängen, ebenso bei Skídastadir und in den Bergen Sandfell, Stadaröxl und Molduxi. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß alle Lipariten zwischen

[1]) Th. Kjerulf: Bidrag til Islands geognostiske Fremstilling, S. 52 f. G. G. Winkler: Island, S. 21 f., 67—70.

[2]) C. W. Schmidt: A. a. O., S. 764—67; hier ist auch eine petrograpische Beschreibung des Liparit vom Vatnsdalsfjall zu finden.

[3]) J. Espólin: Islenzkar árbækur IV, S. 21 und IX, S. 58.

[4]) Th. Kjerulf: A. a. O., S. 51.

dem Midfjördur und dem Skagafjördur aus derselben Periode, wahrscheinlich vom Schlusse des Miocän stammen, was aber unsere heutigen Kenntnisse nicht zu beweisen vermögen.

Auf der östlichen Seite des Skagafjördur kommt der Liparit nirgends vor, jedoch sind nach G. Winkler[1]) trachytische Tuffe mit Bimsstein zwischen den Basaltdecken in Verbindung mit undeutlichen Pflanzenresten bei Ábær vorhanden. Am Eyjafjördur und in den nahen Tälern finden sich zerstreute Massen von Liparit. Schon seit langer Zeit ist das Vorhandensein des Liparits bei Öxnadalur in der Nähe des Gehöfts Fagranes[2]), bekannt, auch sind hoch oben in den Gebirgen bei Bægisá beträchtliche Lipariteinlagerungen vorhanden, geringere Einlagerungen finden sich hier und da beim Tale; lose Bruchstücke desselben Gesteins fand ich auch im südlichen Teile des Öxnadals, sowie oben bei dem Hraunsvatn 454 m ü. M. Besonders auf der westlichen Seite des langen Tales, das sich vom Eyjafjördur aufwärts zieht, sind beträchtliche Liparitlagen hoch oben in den Gebirgen vorhanden und gehören wahrscheinlich demselben Niveau an, wie der Liparit im Öxnadal. Ungefähr 1100 m ü. M. findet sich in der westlichen Berggipfelreihe Súlur und Kerling eine Einlagerung von Liparit, der gleich den Basaltdecken, zwischen denen er eingelagert ist, schwach nach S abfällt. Von der Liparitlage erstrecken sich helle Bergstürze über die dunklen Basaltabhänge ab. Diese Lipariteinlagerungen setzten sich mit einigen Unterbrechungen längs der westlichen Gebirgsabhänge nach innen bis Hafrá, südlich vom Gehöft Tjarnir fort. Die größten Liparitmassen treten bei Villingadalur, besonders im Torfafell auf, und hier scheint sich ein liparitisches Ausbruchszentrum zu befinden. Gegen das Ende der Basaltperiode hat hier wahrscheinlich ein Liparitausbruch stattgefunden, der bedeutende Lavaströme hervorgebracht hat, aber jetzt infolge einer späteren Senkung des Innern des Landes seine größte Höhe gegen N im Súlur erreicht und dann allmählich mit den Basaltdecken gegen S abfällt. An der östlichen Seite des Tales wurde ich nur bei Halldórsstadir Liparit in festem Felsen gewahr, übrigens ist hier ausschließlich Basalt vorhanden. Auf der Halbinsel zwischen Eyjafjördur und Skjálfandi findet sich Liparit bei der Leirdalsheidi zu beiden Seiten des Tales. So tritt dieses Gestein ebenfalls im Gildihnúkur und mehreren anderen Gebirgen bei der Mündung des Leirdalur, eines Nebentales, das sich gegen O erstreckt, auf; auch auf der westlichen Seite kommen auf einer langen Strecke beträchtliche Einlagerungen von Liparit vor. Auf der südlichen Seite des Tales, das vom Passe Uxaskard hinab nach Látrar führt, stieß ich auf mehrere Gänge gegen SW, darunter einen großen Liparitgang. Auf der Flateyjardalsheidi fand ich einzelne lose Bruchstücke von Liparit, obwohl dieses Gestein sonst nicht in der Nähe sichtbar war, wohl aber durch Gletscher von südlichen Gegenden hierher geführt sein kann, denn ähnliche Geschiebe kommen ebenfalls im Flußgeröll bei der Fnjóská vor, die von irgend einem Liparitfundort in einem der Nebentäler stammen. Südlich von diesen Gegenden ist das Hochland beim Hofsjökull von neueren Formationen, Tuff, Breccie, Doleriten und glazialen Bildungen bedeckt, Liparit fand ich jedoch nicht in festem Felsen, sondern nur bei Illvidrahnúkar im Fluß- und Moränengeröll einzelne kleine Liparitgeschiebe, wahrscheinlich von Liparitmassen herrührend, die unter Gletschern verborgen sind. Sämtliche bisher verzeichnete Liparitfundorte im Nordlande befinden sich in der Basaltformation, am Bárdartal beginnen die neueren Tuff- und Brecciebildungen, in denen der Liparit zwar nicht so häufig, aber doch vereinzelt vorkommt.

In der Nähe des Mývatn tritt der Liparit an zwei Orten, im Hlídarfjall und im Hrafntinnuhryggur auf. Der Hlídarfjall ist ein hoher Berg, nördlich vom Reykjahlíd,

---

[1]) G. G. Winkler, Island, S. 129, 135.

[2]) Bunsen: Poggend. Ann., Bd. LXXXIII, S. 201. Zirkel: Reise nach Island, S. 315f. Schierlitz: A. a. O., S. 10f. Winkler: A. a. O., S. 65—67. Schmidt: A. a. O., S. 768f.

der sich als länglicher Rücken scharf von dem hügeligen, 400 m hohen Hochlande aus Tuff und Breccie abhebt. Die Abhänge des Berges sind mit herabgefallenen Bruchstücken aus Liparit bedeckt, der erst in einer Höhe von 640 m als festes Gestein angetroffen wird. Dieses Gebirge wurde 1876 zweimal von Johnstrup und dem Verfasser dieser Arbeit bestiegen, welcher dasselbe zum drittenmal 1884 besuchte. Johnstrup hat das geologische Auftreten des Liparits beschrieben und das Gestein analysiert, während H. Bäckström die petrographische Beschaffenheit[1]) des Gesteins untersucht hat. Das Hauptgestein besteht aus weißlichgrauem, porösem Liparit, im südlichen Teile mit deutlicher Parallelstruktur, indem derselbe in dünnen Decken mit 30° Abfall nach O ausgeschieden ist. Im Gipfel des Berges tritt Obsidian, teils dicht, teils sphärolitisch auf; von demselben ziehen sich pechsteinartige, wie Gänge geformte Partien zwischen die Liparitdecken hinein. Im nordwestlichen Teile des Bergrückens ist der Liparit in fächerartig geordneten Prismen abgesondert, dieselben sehen bräunlich aus und sind poröser als der übrige, im Gipfel des Gebirges befindliche Liparit. Johnstrup fand im Liparit 73,91 Proz. $Si\,O_2$, im Obsidian 74,30 Proz., und Bäckström 73,40 Proz. $Si\,O_2$. Der andere Fundort, nordöstlich vom Mývatn, Hrafntinnuhryggur bei Krafla ist seit langer Zeit bekannt und von vielen Geologen besucht worden. Hrafntinnuhryggur (636 m ü. M.), ein niedriger Hügelrücken südsüdöstlich von Krafla, hebt sich nur 30—40 m über seine Umgebungen. Ungefähr auf der Mitte des Rückens tritt Obsidian in 18—31 cm dicken, etwas schräg gestellten Prismen auf, deren oberster Teil Dampfporen in parallelen Streifen, senkrecht auf der Axe der Prismen geordnet, enthalten. In der Nähe verzweigt sich der Obsidian ganz unregelmäßig zwischen die senkrecht stehenden oder stark gebogenen, dünnen Decken von dichtem, pechsteinartigen und schwarzgrauem Liparit, der an einigen Stellen so porös ist, daß er sich im Übergangsstadium zum Bimsstein befindet. Alle Poren sind lang gestreckt, der Richtung der Lagen entsprechend, und die ganze Partie ist in heftiger Bewegung gewesen, sowohl von unten nach oben, wie nach den Seiten, als gehöre dieselbe zur Mündung eines Kraters[2]). Um den Krater Víti in unmittelbarer Nähe von Krafla, finden sich wahrscheinlich ausgeworfene Stücke von eigentümlichem, weißem Liparit mit langen, schwarzen Augitnadeln. Dieses Gestein hat eine gewisse Rolle in der Geschichte der isländischen Petrographie gespielt; Forchhammer hält die Grundmasse für eine besondere Art Feldspat (Krablit), der nach seiner Analyse 74,83 Proz. $Si\,O_2$ enthält, nach derjenigen von Genth 80,23 Proz., und Sartorius v. Waltershausen stellt ihn als den an Kieselsäure reichsten Feldspat an die Spitze der ganzen Familie und nimmt an, daß er die Grundmasse in allen isländischen Trachyten, Obsidian und Pechstein bildet. R. Bunsen wies 1853 nach, daß die Menge der Kieselsäure von der Einmischung von Quarz herrühre und daß der Krablit kein besonderer Feldspat sei, zu welchem Resultat ebenfalls F. Zirkel gelangte. Später wurde das Gestein von Schierlitz mikroskopisch untersucht, der den Nachweis führte, daß der Krablit ein granophyrischer Liparit sei, zu welchem Resultat auch Brögger, Bréon und Bäckström gelangten. In den südlichen Ausläufern der Skógamannafjöll in der Nähe von Fremri-Námur beobachtete Johnstrup Liparit mit untergeordneten Partien von Obsidian und Bimsstein, aber er gibt den Ort nicht näher an. Obsidian kommt ebenfalls in den Klüften bei der Einsenkung in der Askja vor, auch spie dieser Vulkan im Jahre 1876 eine Menge liparitischen Bimsstein, Glasfäden und Glasstücke aus. Auf dem Hochlande,

---

[1]) Fr. Johnstrup: Om de vulkanske Udbrud og Solfatarer in den nordöstlige Del af Island, S. 8—9. H. Bäckström: Geol. Fören. Förh. XIII, 1891, S. 660—63. Vom Hlídarfjall herabgestürzte Liparitblöcke werden bereits von C. W. Paijkull erwähnt (Islands bergsbyggnad, S. 44).

[2]) Johnstrup: A. a. O., S. 10. Helland: Studier, S. 90. Schierlitz: S. 14—15. Die Gesteine sind von R. Bunsen analysiert worden, Poggend. Annalen 1851, Bd. LXXXIII, S. 212, und von Forchhammer: Oversigt over det Kgl. danske Vidensk. Selskabs Forhandlinger, 1842, S. 50.

nördlich vom Vatnajökull, habe ich sonst nicht die geringste Spur von Liparit entdeckt, nicht einmal Liparitgeröll an den Flüssen oder in den Moränen der Gletscher, weshalb anzunehmen ist, daß dieses Gestein sehr selten in diesen Gegenden vorkommt. Jedoch soll nach W. L. Watts Bericht[1]) oben in der Mitte des Vatnajökull ein Nunatak aus Liparit, sphärolitischem Obsidian und Bimsstein vorhanden sein. Diese Felsenspitze, von Watts Mt. Paul genannt, mit einer Höhe von 48 m über der Firnoberfläche und ca 1400 m ü. M., scheint jedoch südlich von der Mitte des Vatnajökull zu liegen, weshalb man nicht erwarten kann, Bruchstücke von derselben in den Moränen auf der Nordseite zu finden.

Im östlichsten Teile der Tuffpartie nördlich vom Vatnajökull, der vom geographischen Gesichtspunkte aus eher dem Ostlande angehört, habe ich an einigen Stellen Liparit gefunden, unter andern im Berge Snæfell. Dieses vereinzelt stehende, 1822 m hohe Gebirge ist aus Tuff und Breccie aufgebaut, aber scheint von einem gewaltigen Liparitgang durchgespalten zu sein. Vom Snæfell aus erstreckt sich eine doppelte Reihe niedriger Tuffgebirge nach S (Thjófahnúkar), zwischen denen sich ein Tal befindet; in dieses Tal führt vom Snæfell ein hoher Tuffrücken hinab, der sich aufwärts durch das Hauptgebirge fortsetzt und hoch oben unter dem Rande der Gletscher an der Nordseite an die Oberfläche tritt; von hier führen Gletscherflüsse Liparitgeröll in die Niederung hinab. Wahrscheinlich war die alte vulkanische Tätigkeit des Snæfell an eine Spalte von S nach N gebunden, die Asche und Schlacken ausgespieen hat, deren Ausbruchstätigkeit aber abgeschlossen wurde, indem sich ein an Kieselsäure reiches, zähflüssiges Magma, der Liparit, hervorzwängte und in der Spalte erstarrte, wodurch ein Gang gebildet wurde, der zukünftigen Eruptionen eine Grenze gesetzt hat[2]). Möglicherweise hat dieser Liparitausbruch in postglazialer Zeit stattgefunden; im Zusammenhang hiermit kann erwähnt werden, daß sich eine Schicht von liparitischem Bimsstein in der Nähe von Snæfell 15—16 cm unter dem Erdreich, und 50—60 cm tiefer eine Schicht von basaltischen Scorien befindet. Vielleicht sind diese vulkanischen Schichten jünger als der Liparitausbruch des Snæfell. Am östlichen Ende des Vatnajökull bei dem Berge Geldingafell befindet sich ein kleineres Tuffgebiet, das an mehreren Stellen von Liparitgängen durchbrochen ist. Kleine Liparitflecken sind im Geldingafell gegen S und N, sowie auf der östlichen Seite des Vesturdalur und an mehreren Stellen bei Vatnadæld und in Markalda vorhanden. Sämtliche scheinen jedoch kleinere, verhältnismäßig junge Gänge zu sein, da sie sowohl Basalt als auch Breccie durchbrochen haben.

Nirgendwo sind in Island so zahlreiche und große Liparitdurchbrüche vorgekommen, wie in der Basaltformation des Ostlandes. Nördlich vom Vopnafjördur ist jedoch kein Liparit gefunden worden, dahingegen unmittelbar in dem 10—1200 m hohen Basaltplateau, das den Vopnafjördur vom Hjeradsflói trennt, wo der Liparit an mehreren Orten sowohl im Smjörfjall (1211 m) und draußen am Meere vorkommt; diese Liparitfundorte sind jedoch wenig bekannt. In der äußersten Landzunge Kollumúli ist der Liparit überwiegend nach dem Meere zu vorhanden, kommt aber auch in Búr in der Nähe des Berges Vindfell[3]) vor, auch befindet sich ein kleiner Gang im Krossavíkurfjall. Südlich vom Hjeradsflói befindet sich einer der größten Liparitflecken auf Island, der ein Areal von ca 190 qkm umfaßt. Der Liparit bildet hier das Hauptgestein, was schon beim Vorübersegeln von der See aus bemerkbar ist, doch kommt auch Basalt, wenngleich in untergeordneteren Partien und Einlagerungen vor. Bereits in den Ósfjöll, südlich von der

[1]) W. L. Watts: Across de Vatna Jökull. London 1876, S. 37. 8°.

[2]) Ähnliche Pfropfen von kieselsäurereichem Magma haben die Ausbruchstätigkeit einiger Krater im Mono-Valley in Kalifornien abgeschlossen (J. C. Russel im VIII. Rep. U. S. Geol. Survey, Bd. I).

[3]) Über Liparit vom Vopnafjördur siehe Schmidt: A. a. O., S. 769—71.

Hjeradssandur sind mehrere Gänge und Einlagerungen von Liparit östlich vom Gehöft Ós vorhanden, aber der Basalt ist doch vorherrschend. In Njardvík, südlich vom Bergrücken, tritt der Liparit in größeren Massen auf; die äußeren Berge an der nördlichen Seite von Njardvík bestehen hauptsächlich aus Liparit, in der Mitte des Gebirgsabhangs befindet sich aber eine von Liparitgängen durchsetzte Basalteinlagerung; an der äußersten südlichen Seite tritt nach dem Meere zu der Basalt an die Oberfläche, während oberhalb Njardvíkurskridur der Liparit den obersten Teil der Gebirge bildet, während der unterste aus Basalt besteht. Wo der Liparit bei der Bucht Njardvík in Felsklüften untersucht wurde, war er meistens von alten Fumarolen dekomponiert. Die hohen Gebirge am Beginn des Tales sind aus Basalt aber mit kleineren Einlagerungen und Gängen aus Liparit versehen. In der Schlucht Skemmugil, an der nördlichen Seite der Bucht Njardvík — zwischen Skjaldarfjall und Tófjall — finden sich ebenso wie in Alptavík große Sphärolithen (baggalutar). Südlich und östlich vom Borgarfjördur tritt der Liparit massenweise auf, so daß die Gebirge fast ausschließlich aus diesem Gestein aufgebaut sind, nur ganz vereinzelt kommen Einlagerungen von Basalt vor, der in größeren Massen nur in den Bergen außerhalb Höfn, aber auch hier mit kleineren Einlagerungen und Gängen von Liparit zu finden ist. Die Berge sind ihrer äußeren Gestalt nach den Basaltgebirgen sehr unähnlich und sind von rötlichgelber und bleicher Farbe, mehr durchklüftet und spitzer; ihre Oberfläche ist von Liparitschutt und kantigen Bruchstücken bedeckt, auch ist das Gestein an sich selbst loser und wird leicht vom Frost zersprengt. Häufig ist der Liparit infolge der hier tätig gewesenen Fumarolen zu Ton umgebildet, oft ist auch Schwefelkies in glitzernden Würfeln ausgeschieden, wie z. B. im Gullklöpp zwischen Glettinganes und Kjólsvík. Feste Liparitfelsen kommen nur selten vor und dann besonders in den obersten Gipfeln und in den Felsabhängen nach dem Meere zu, wie in den steilen, hellroten Liparitfelsen in Brúnavík. Die vielen verzweigten Täler in diesen Liparitgegenden sind sämtlich V-förmig gestaltet und gleichen nicht den Basalttälern; die in den nahegelegenen Basaltgebirgen so allgemein vorkommenden Kare fehlen sämtlich in den Lipariten.

In der Bucht Húsavík erhält der Basalt wiederum das Übergewicht, jedoch sind auch hier bedeutende Liparitmassen, wie in den Bergen Hvítserkur und Leirufjall vorhanden. Der Hvítserkur besteht größtenteils aus weißer und hellroter Liparitbreccie, durchsetzt von schmalen, schwarzen Basaltgängen, die sich hinauf in die Basaltdecken ziehen, welche den obersten Teil des Berges bedecken; im unteren Teile finden sich ebenfalls Basaltdecken mit schwachem Falle nach NW. Der Hvítserkur ist durch einen Liparitrücken mit dem Leirufjall verbunden. Sowohl vom Hvítserkur her als auch nördlicher erstrecken sich Ströme von Liparitblöcken von schalenförmigen Vertiefungen in den Gebirgen abwärts. Der Liparit tritt ebenfalls auf den Landzungen an der Bucht Húsavík auf, in Skálanes an der Nordseite und bei der Álptavík an der Südseite; an beiden Orten scheinen sich Überreste von größeren Lipariteinlagerungen zu befinden, welche teilweise vom Meere fortgespült sind. Das Vorkommen des Liparits in Álptavík ist besonders interessant, aber der Ort ist nicht leicht zugänglich. Ich besuchte denselben am 3. September 1894, nachdem schon C. W. Paijkull 1865[1]) dort gewesen war. Zu dem kleinen Einschnitt Álptavík, der von steilen Gebirgen umgeben ist, kann man nur zu Fuß gelangen. Wir bestiegen den 390 m hohen Gebirgsrand hinter Álptavíkurtindur, drangen darauf durch eine schmale Felsenkluft vorwärts und über steile Abhänge zu einem kleinen Tale hinab. Hier mußten wir sehr vorsichtig sein, da der Untergrund aus Felsen, die Oberfläche aber aus losem Schutt besteht, das leicht in Bewegung kommen kann. Das hochgelegene, kleine, halb-

[1]) C. W. Paijkull: En Sommer i Island. Kopenhagen 1867, S. 208f. Islands bergsbyggnad, S. 44.

kreisförmige Tal, welches wir jetzt erreicht hatten, wird nach dem Meere zu von steilen Felsen abgeschnitten. Der obere Teil des Álptavíkurtindur besteht aus Basalt, aber der untere bis zu einer Höhe von 270 m aus Liparit. Der Gipfel des Gebirges ist von Basaltgängen mit verschiedenartig gestellten Säulen durchsetzt, und der Bergabhang nordöstlich von dem kleinen Tale fällt senkrecht ab, indem er von der Seite eines Ganges gebildet wird; der leiseste Ruf entlockt dieser Wand ein ausgezeichnetes Echo. Auf der Grenze zwischen Basalt und Liparit befindet sich eine eigentümliche Lage von großen Sphärolithen, Quarzkugeln von der Größe altmodischer Flintenkugeln von großem Kaliber, auswendig mit einer roten oder grünen Kruste bekleidet; sehr häufig sind diese Kugeln zusammengewachsen oder sie haben die Form von größeren, nierenförmigen Aggregaten; diese Steine sind bereits von E. Olafsson als Kuriositäten [1]) erwähnt worden.

Am Lodmundarfjördur tritt der Liparit an vielen Stellen zu oberst in den Gebirgen über dem Basalt auf, wie z. B. im Nordurdalur und im Midfell und Karlfell. Die Berge zwischen dem Borgarfjördur und Hrauudalur am Kækjuskörd bestehen beinahe ausschließlich aus Liparit, der im W vom Basalt, mit Liparitgängen durchsetzt, gedeckt ist. Der Liparit ist hier zum großen Teile intrusiv. Vom Berge Skúmhöttur erstreckt sich der früher beschriebene Blockstrom »Hraun« quer über das Tiefland des Lodmundarfjords an den Talmündungen vorüber. Zwischen dem Lodmundarfjördur und Reydarfjördur bildet der Basalt auf einer längeren Strecke das Hauptgestein, jedoch tritt der Liparit in erheblichen Massen stellenweise in den Küstenfelsen nach dem Meere zu hervor, woselbst er seiner hellen Farbe wegen die Aufmerksamkeit der Seefahrer auf sich lenkt. Zwischen Dalatangi und Skálanes außerhalb Seydisfjördur ist eine linsenförmige, 100—200 m dicke, blaßrote Lipariteinlage vorhanden, welche bis zum Gipfel des Berges hinauf von vielen Basaltgängen durchsetzt ist. Über dem Liparit befindet sich zusammenhängender Basalt in Decken mit einem Falle von 4° nach NW. Unter der Hauptmasse des Liparits sind mehrere dünne Liparitlagen abwechsend mit Basalt vorhanden. In Bardsnes, südöstlich vom Vidfjördur, finden sich ebenfalls mächtige Liparitbildungen, welche vielleicht ursprünglich mit denen von Dalatangi zusammenhingen. Auf dem Wege nach Bardsnes längs dem Vidfjördur befinden sich die Liparitfelsen Randubjörg (70—100 m), welche aus weiter Ferne vermittels ihrer roten, gelben und grünen Farben in die Augen fallen, aber am stärksten auf der verwitterten Oberfläche leuchten, während das Gestein inwendig in der Regel weiß oder grau ist. Auf der Grenze zwischen Basalt und Liparit sind dicke Pechsteinlagen vorhanden. Der Liparit ist in großen Säulen abgesondert, die sich in Platten spalten, und die Felsen sind von 3—4 schmalen, gekrümmten Basaltgängen durchsetzt. In Bardsnes selbst, von Horn bis Sandvík, sind die Liparitmassen noch dicker und breiten sich mehr aus, auch treten dieselben hier mit einer außerordentlichen Variation in Zusammensetzung und Struktur, sowie mit einem wirklichen Chaos von Farben hervor. Der Liparit, welcher sich dicht, schiefrig, sphärolithisch, geschlackt und bimssteinartig zeigt, ist von vielen Basaltgängen durchsetzt. Liparitbreccie und Tuff kommen ebenfalls allgemein vor, ferner finden sich größere Partien von dichtem und porphyritischem Pechstein, Obsidian, Perlit u. a. m. Zwischen Skriddalur und Reydarfjördur ist eine größere Partie von liparitischem Gestein vorhanden, die Gebirge auf der östlichen Seite von Skriddalur (Stóra und Litla Sandfell, Eyrarteigsfjall und Jórunnardalsfjall) sind zum großen Teile aus Liparit aufgebaut, auch sind die Schuttflächen bei Grimsá ganz hell von liparitischen Rollsteinen. Im Sommer 1882 reiste ich quer durch diese Liparitstrecke, durch Jórndalur und Hall-

[1]) E. Olafsson: Rejse gjennem Island II, S. 803 f. Die Sphärolithen sind ebenfalls von Schmidt beschrieben worden, a. a. O. 771—72.

steinsdalur. Die Liparitmassen sind von Basaltdecken, mit der Neigung von Liparitzentren nach außen, gedeckt. Der Liparit ist von unzähligen, unregelmäßigen Basaltgängen, die sich häufig kreuzen, durchwebt. Bei Hallsteinsdalur sind große Liparitstrecken von einer 15—20 m dicken Pechsteinlage gedeckt. Das Gestein ist auch hier von sehr verschiedenartiger Färbung und Struktur, stellenweise ist der Liparit säulenartig abgesondert mit drei-, vier- und fünfkantigen Säulen von 1—1½ m Länge, an anderen Stellen sind große Strecken von losen, klingenden Platten gedeckt, an einigen Stellen ist das Gestein schiefrig und von holzartiger Struktur, anderweitig stark dekomponiert und in Ton verwandelt. Es sind viele Pechsteingänge mit Liparitbreccie an ihren Grenzen usw. vorhanden. Am Reydarfjördur tritt der Liparit in kleineren Einlagen und Gängen auf, so findet sich zwischen Eskifjördur und Helgustadir längs der Küste ein rotes und grünes liparitisches Gestein, das sich in dünne, klingende Platten[1]) spaltet, und an der Südseite des Fjords scheinen kleinere Liparitgänge ziemlich allgemein zu sein, und an mehreren Orten bemerkte ich Liparitgeröll in den Flußbetten (z. B. bei Borgargerdi, Eyri, Bernnes und Hafranes). Bei Hafranes erstreckt sich ein kleines Tal (Breiddalur) zwischen den Gebirgen hinauf, und hier ist fester Liparit im Ljósafjall, Bungufjall und in Ljósrófur vorhanden. Auf der nördlichen Seite des Fáskrúdsfjords wurde Liparit bei Brimnesgerdi und Kappeyrarmúli bemerkt; auf der südlichen Seite des Fjords befindet sich ein großes, kegelförmiges Liparitgebirge, Sandfell genannt (773 m); anstehend gegen die südliche Seite desselben liegen auf dem Liparit Basaltdecken mit der Neigung von 35° gegen S, während sonst auf beiden Seiten des Fjords die Basaltdecken ca 5° nach dem Lande zu abfallen. Unmittelbar vor Merki wurde ein 3—4 m dicker Liparitgang mit der Richtung N 20° O bemerkt. Auf der nördlichen Seite des Stödvarfjords enthalten die Gebirgsbäche an mehreren Stellen Liparitgeröll, und auf der Südseite befindet sich im obersten Teile des Lambafjall ein Liparitgang, der sich vielleicht quer durch die Gebirge nach Breiddalsvík fortsetzt. Auf der nördlichen Seite der letztgenannten Bucht fand ich in einer Bergkluft innerhalb Stödvarskridur einen zusammengesetzten Liparitgang mit der Richtung N 10° O, der 4—5 m dick und auf beiden Seiten von 1—3 m dicken Basaltgängen mit horizontalen Säulen begrenzt ist; der liparitische Gangstein selbst ist mit Basaltbruchstücken angefüllt und in kleine viereckige Säulen mit 8—10 cm im Durchmesser abgesondert. Auf der südlichen Seite des Breiddalur tritt der Liparit wiederum in größeren Massen auf, namentlich bei dem Berufjardarskard[2]), wo derselbe einen großen Teil der Gebirge bis zum Boden des Sudur-Breiddalur bildet, auf dessen beiden Seiten der Liparit vorkommt, ebenso sind größere und geringere Einlagen desselben Gesteins in der ganzen Gebirgskette zwischen Breiddalur und Berufjördur allgemein. Der Liparit ist hier sehr zersetzt und oft tonartig, von vielen Basaltgängen durchsetzt, welche als Mauern in den Klüften hervortreten. In Ljósárgil fand ich u. a. lose, rötliche Blöcke von einem Granophyr, der vollständig Granit gleicht[3]). Am Berufjördur wurde ebenfalls Liparit an mehreren Orten bemerkt, so unmittelbar vor dem Gehöft desselben Namens, ebenso eine Lipariteinlage auf der südlichen Seite des Fjords dem Gehöft gegenüber, sowie dicht bei dem Gehöft Búlandsnes ein Liparitgang mit Pechstein auf den Seitenflächen. Auf der nördlichen Seite des Hamarfjords innerhalb Háls befindet sich der oft beschriebene Raudaskrida, welcher eine scharf begrenzte, intrusive Masse im Basalt bildet, ohne daß die Basaltdecken gestört zu sein scheinen. Dieselbe haben rund um den Liparitfleck eine schwache Neigung von

[1]) Sartorius v. Waltershausen: Physisch-geographische Skizze. Göttingen 1847, S. 95. Schmidt: a. a. O., S. 772 f.

[2]) Schmidt: A. a. O., S. 774—79.

[3]) Dieses Gestein wurde von Bäckström untersucht, a. a. O., S. 651 f.

2° vom Meere nach dem Lande hinein[1]). An der unterhalb befindlichen Küste ist es eigentümlich zu sehen, wie die Brandung die Rollsteine nach ihrem spezifischen Gewicht sortiert hat, so daß sich längs der Küste ein Strandwall von schwarzen Basalten befindet, und höher hinauf ein anderer von hellen, roten und gelben Lipariten. Auf der Halbinsel südlich vom Hamarsfjördur sind im Gebirge, über dem Gehöft Melrakkanes, zwei kleine hellrote Liparitflecke vorhanden und auf derselben Landzunge südlicher tritt der Liparit ebenfalls an der Küste zutage. Im Álptafjördur kommen größere Lipariteinlagerungen außerhalb Starmýri in Brimilsnes, sowie zwischen Melrakkanes und Geithellar vor; mehrere kleinere Einlagen und Gänge desselben Gesteins sind ferner im Geithellnadalur, im Hofsdalur und Flugustadadalur vorhanden, weshalb die Hofsá und andere Flüsse viele helle Rollsteine mit sich führen. Die zerstreuten Liparitflecke in der Südseite des Flugustadadalur scheinen sich ungefähr auf gleicher Höhe und demselben Niveau angehörig zu befinden, auch wird eine Lipariteinlage auf der nördlichen Seite von Titjutindur angetroffen.

In Lónsheidi bildet der Basalt das hauptsächliche Gestein, obwohl derselbe von einer Menge Liparitgänge durchsetzt ist. In Lón sind Liparit und Granophyr sehr verbreitet und treten daselbst sowohl in größeren Massen, ganze Gebirge bildend, als auch in Gängen und kleineren Einlagen auf. Bei Reidará, Vík, Hvalsnes, in den Tälern Slaufrudal, Endalausadal und Kastárdal sind große Massen Granophyr und viele Gänge desselben Gesteins vorhanden. In der Nähe des Stafafell sind mehrere Gebirge aus Liparit aufgebaut, wie z. B. Hafrastadatindur, Melar, Smidjunes, ferner findet sich Liparit im Ljósárdalur, in Krossnes, am Laxárdalur, bei Skálatindur und an manchen anderen Orten. Schon auf dem Wege von Lónsheidi nach dem Gehöft Vík hinab ist Liparit auf beiden Seiten vorhanden und auf der östlichen Seite befindet sich ein sehr großer Gang. Im Gebirge bei Reidará befindet sich eine beträchtliche Einlage von Liparit oder Granophyr[2]), welche den größten Teil des Gebirges einnimmt; unter dem Liparit ist ein dichter Basalt mit unzähligen, kleinen, verzweigten Liparitgängen, die oft in feinen Adern ausgesponnen sind, vorhanden; über dem Liparit liegt ebenfalls Basalt mit einer Menge Liparitgänge. Die größten Granophyrmassen werden auf der westlichen Seite von Lón nördlich von Pápos in den Tälern Endalausidalur[3]) und Slaufrudalur angetroffen. An der Mündung des ersten Tales befinden sich zwei hohe Pyramiden aus einem, dem Granit ähnlichen Gestein, je eine auf jeder Seite, während höher in dem Tale selbst Basalt vorhanden ist, der sich früher über den Granophyr erstreckt zu haben scheint. Die Verhältnisse zwischen Granophyr und Basalt sind jedoch leichter im nächsten Tale, dem Slaufrudalur, zu übersehen; über dem Granophyr befindet sich hier eine dicke Basaltdecke, welche von Gängen und Apophysen durchsetzt ist, die sich von der darunter liegenden Masse[4]) aufwärts erstrecken. Der Granophyr in Lón scheint verhältnismäßig ein junges Gestein, jünger als der Gabbro und Basalt zu sein, welche letztere von Gängen und Apophysen vom Granophyr durchsetzt sind, der ebensowenig neuere Basaltgänge zu enthalten scheint. Der Granophyr tritt in beträchtlichen Massen im Vesturhorn und Austurhorn auf, auch habe ich sein Verhältnis zum Gabbro früher kurz berührt.

Die wilde Berglandschaft oberhalb von Lón an der östlichen Ecke des Vatnajökull ist beinahe ausschließlich aus Liparit aufgebaut, wie Kjardalsheidi, Kollumúli, Saudhamarstindur, Múlatindur und Sudurfjall, ebenso besteht die Unterlage des Hofsjökull zum Teil aus

---

[1]) C. W. Paijkull: Isl. bergsb. S. 43, hier findet sich ein viel zu idealisiertes Profil. Helland: Studien, S. 86 f. Schierlitz: S. 12 f.

[2]) Vgl. Helland: Studien, S. 84 f.

[3]) A. a. O., S. 83 f.

[4]) Der Granophyr im Endalausidalur ist zuerst von Sveinn Pálsson im Jahre 1794, später von E. Robert 1836 bemerkt und petrographisch von A. Helland (Studien, S. 83 f.) beschrieben worden.

Liparit, der in den schwindelnden Klüften der Flüsse Vididalsá und Jökulsá hervortritt. Hier ist der Liparit von mächtigen Basaltbildungen, deren Decken nach dem Innern zu fallen, gedeckt, ebenso befinden sich auf einigen der höchsten Bergspitzen, wie Saudhamarstindur, Basaltdecken. Der Weg von Lón zum Vididalur führt im Tale der Jökulsá zuerst über Ebenen von grobem Liparitschutt und auf der Nordseite des Flusses liegt bei Smidjunes ein Höhenrücken aus Liparit und etwas nördlicher bei Valskógsnes hat die Jökulsá einen Liparitgang durchbrochen. In den malerischen Klüften an den Flüssen Vididalsá, Jökulsá und Hafragil tritt der Liparit in mehrere hundert Meter hohen Profilen zutage, die Liparitberge sind von Gebirgsbächen vielfach durchschnitten und bilden scharfe Rücken zwischen den tiefen Klüften. Im Kollumúli liegt der Liparit zu unterst, über demselben folgt Basalt und zu oberst Palagonitbreccie; in den unzugänglichen Klüften der Vididalsá am Ende des Kollumúli ist ein Netz von Gängen sichtbar. Der Liparit ist hier von dunklen Basaltgängen und der Basalt von hellen Liparitgängen durchsetzt, wodurch die Gebirgsabhänge ein sehr buntes Aussehen erhalten.

Auf der östlichen Seite des Hornafjördur, bei dem Bezirk Nes, tritt der Liparit ebenso allgemein auf wie bei Lón, sowohl in großen und kleinen Einlagerungen als auch in Gängen. Einige größere Gebirgsmassen nordwestlich vom Laxárdalur sind beinahe ausschließlich aus Liparit, von vielen Pechsteingängen durchsetzt, aufgebaut, wie z. B. Ketillaugarfjall und Krossbæjartindur, während andere hauptsächlich aus Basalt mit einem Wirrwarr von schmalen Liparitgängen bestehen, wie z. B. Skálatindur und Arnartungur; außerdem ist ein kleiner Liparitfleck im Hoffelsfjall und dicke Pechsteinlagen sind in Gardsey (im Skardsfjördur) vorhanden. Dagegen tritt der Liparit viel seltener westlich vom Hornafjördur in den Randgebirgen des Vatnajökull auf, obwohl ich kleine Liparitflecken in den Basaltgebirgen auf beiden Seiten des Heinabergsjökull und im Beginn des Kálfafellsdalur bemerkt habe, dahingegen wird dieses Gestein in Öræfi mehr allgemein. Der große Vulkan Öræfajökull hat in der Vorzeit bedeutende Liparitausbrüche gehabt, in den südöstlichen Randgebirgen des Vulkans tritt der Liparit in größeren Massen auf, indem er die Palagonitbreccie durchbricht; der obere Teil des steilen Gebirges zwischen den Stígár- und Hólsárgletschern besteht aus Liparit, und ebenso scheint die hochgelegene Spitze Hnappur aus demselben Gestein aufgebaut zu sein, sowie eine kleinere Felsenspitze, welche sich in dem Eise östlich von Hnappur befindet; dasselbe Gestein tritt in den Bergen Stadarfjall und Kvískersfjall auf, welche beide zu den Randgebirgen des Öræfajökull gehören, auch führt der Gletscher am Svínafell in Öræfi Stücke von sphärolitischem Obsidian hinab. Wahrscheinlich hat der Öræfajökull in historischer Zeit liparitische Ausbrüche gehabt und in der Umgegend findet sich überall unter dem Erdreich heller Bimsstein, am häufigsten jedoch östlich von Hnappavellir. Wahrscheinlich rührt dieser Bimsstein von einem heftigen Ausbruch in der Mitte des 14. Jahrhunderts her, von dem erzählt wird, daß der Bimsstein massenweise auf dem Meere schwamm und nach dem West- und Nordlande getrieben wurde. Die Gebirgsspitzen nördlich vom Jökulfell, Fúsadalseggjar und Færines bestehen zum großen Teil aus Liparit und im südlichsten Teile des Jökulfell in der westlichsten Ecke dieses Berges befindet sich ein großer Liparitgang, an dessen Grenzen warme Quellen mit der Temperatur von 60° C vorhanden sind.

Im Vestur-Skaptafellssyssel ist der Liparit in festem Felsen nicht bemerkt worden, auch beweist schon das Flußgeröll, daß der Liparit hier selten vorkommt, denn nirgends habe ich hier die leicht kenntlichen liparitischen Rollsteine gesehen mit Ausnahme einiger kleiner Steine auf der Sandfläche Brunasandur und am Hverfisfljót, woselbst die Steine wahrscheinlich vom Vatnajökull herrühren, wo Liparit und Obsidian u. a. im Mt. Paul vorkommen und wahrscheinlich vielfach unter den Eismassen vorhanden sind. Mitten auf dem Hoch-

lande, in den Ausläufern des Túngnafellsjökull, den sogenannten Hágöngur, sind blaßrote Bergspitzen sichtbar, die wahrscheinlich aus Liparit bestehen, jedoch bin ich nicht an Ort und Stelle gewesen. In den Nunataks Kerlingar im Skaptárjökull entdeckte ich aus der Entfernung einen helleren Fleck; ob derselbe aus Liparit besteht, ist unsicher. Am oberen Laufe der Tungná fand ich jedoch Rollsteine aus Liparit, und im Geröll am Vatnakvísl am Fiskivötn kamen kleine Bruchstücke desselben Gesteins vor; demnach müssen wahrscheinlicherweise Liparitgänge oder Einlagerungen nahe bei den Quellen der Tungná vorhanden sein. In den Einöden an der Grenze von Vestur-Skaptafellsýsla und Rangárvallasýsla tritt der Liparit in sehr großen Massen auf, indem die Unterlage der Gletscher des Torfajökull beinahe ausschließlich aus diesem Gestein besteht. Die Liparitgebirge besitzen hier eine große Ausdehnung und Mächtigkeit. Die über 1000 m hohen Gebirge sind nur an den Abhängen von kleinen Tuffmassen bedeckt. Leider habe ich die geologischen Verhältnisse dieser Liparitmassen nicht nach Wunsch untersuchen können, die umliegenden Gegenden waren beinahe gänzlich von Pflanzenwuchs entblößt, auch war die Witterung sehr launenhaft. Um den Torfajökull zu untersuchen, muß man dem Zwecke entsprechend ausgerüstet sein und einen ganzen Sommer zur Arbeit verwenden. Bei meinen kurzen Besuchen habe ich nur ein wenig von den Randgebirgen des Torfajökull gesehen, den östlichen Teil 1893 und einen Teil des nordwestlichen 1889. Nähert man sich dem Sydri-Ofærατal von O, zeigen bereits die dort befindlichen Rollsteine, daß man sich Liparitgebirgen nähert, auch haben andere Flüsse, die im Torfajökull entspringen, Liparitgeröll nach allen Seiten verstreut. Ursprünglich war der Torfajökull ein Liparitmassiv, welches allmählich von der Erosion durchschnitten wurde, so daß eine Menge isolierte Gebirge den Jökel in unordentlichen Gliedern umgeben. Das Hauptgebirge ist ebenfalls durch tiefe Täler und Klüfte, die mit Schnee angefüllt sind, in kleinere Partien geteilt; die äußeren Randgebirge sind teilweise von Palagonittuff und Breccie aufgebaut. Stellenweise sind die blaßroten und gelben Liparite von Fumarolen umgebildet worden, auch sind sowohl oben als auch unten im Torfajökull warme Quellen, alkalische und Solfataren vorhanden. Im Sommer 1893 brachte ich einige Tage im Zelte bei Hitalaug (630 m ü. M.) am östlichen Ende der Randgebirge des Torfajökull zu. In einer Kluft dicht am Zeltplatz wurde Liparitbreccie mit Obsidianstücken unter einer Lage von Palagonitbreccie bemerkt; in anderen, höher gelegenen Klüften wechselten Lagen von Liparittuff und Liparitbreccie mit Palagonitbreccie und einzelnen Basaltdecken mit der Neigung nach NO ab. Am 29. Juli bestieg ich den zunächst liegenden Bergrücken, einen Ausläufer der Unterlage des Torfajökull, mit einer Höhe von 956 m. Der aus Liparitbreccie bestehende Berg, mit kleinen umhergestreuten Obsidianstücken in der Oberfläche, bot eine gute Aussicht über den östlichen Teil des Torfajökull, und es zeigte sich, daß alle aus dem Eise hervorragenden Rücken und Spitzen aus gelbem und blaßrotem Liparit bestanden, während mehrere der niedrigeren Gebirge, welche sich dicht um das Hauptgebirge gruppieren, aus Palagonitbreccie aufgebaut waren. Etwas weiter vom Torfajökull entfernt tritt der Liparit aus dem Tuffe in kleineren Flecken hervor, so fand ich im südöstlichen Teile von Hólmsárhálsar Liparit und bei Tjaldgil Liparitbreccie. Das steile Gebirge Kirkjufell, nordöstlich vom Torfajökull, besteht aus Liparit, der zu oberst von dunklen Felsen, wahrscheinlich Pechstein oder Obsidian, gedeckt ist; die Berge in der Nähe sind ebenfalls liparitisch und bilden Ausläufer des Torfajökull. Auf der Nordseite sind Barmur und andere Randgebirge ebenfalls aus Liparit aufgebaut, auch zeigt sich im Jökulgil kein anderes Gestein. In den Klüften finden sich hier warme Quellen, ebenfalls unter Schnee und Eis, wo dieselben große Löcher geschmolzen haben. Auf der Südseite steigen aus dem Flußbett des Markarfljót an vielen Stellen warme Dämpfe auf, namentlich in der Nähe von Hrafntinnu-

hraun. Im Jahre 1889 besuchte ich eine Kluft des Torfajökull, in Ljósutungur, nördlich vom Lauffell gelegen. Wir ritten zuerst durch ein großes Schneetor, das von einem Gebirgsstrom durch einen gewaltigen Schneehaufen ausgehöhlt war. Mitten in der Kluft befanden sich dicht nebeneinander zwei warme Quellen, die unter Tosen und Heulen zwei mächtige Dampfsäulen durch enge Öffnungen ausstießen, und an den nächsten Abhängen hatte sich infolge der warmen Dämpfe ein wenig Vegetation gebildet. Die bedeutendsten alkalischen Quellengruppen finden sich auf der Nordseite bei Laugahraun und auf der Ostseite bei Hitalaug. Die merkwürdigen liparitischen Lavaströme, welche von den Kratern und Spalten der Randgebirge des Torfajökull herstammen, wurden früher besprochen.

In den Tuff- und Brecciegebirgen nordwestlich vom Torfajökull sind mehrere kleinere Liparitflecken vorhanden. Der Bergrücken, welcher das liparitische Lavafeld Námshraun in zwei Armen ausgegossen hat, besteht aus einem gelblichen Liparit und Liparitbreccie, und in Mógilshöfdar und den Bergen Raudfossafjöll fand ich mehrere kleinere Liparitdurchbrüche in der Breccie. In Mógilshöfdar tritt dieses Gestein mehrfach in den Klüften zutage und gleichfalls in einem kleinen Gebirge südlich von Sáta. Das schönste Liparitprofil[1]) ist in den Raudfossafjöll, eine kurze Strecke südlich von Helliskvísl vorhanden; hier stürzt sich ein Gebirgsbach mit einem hübschen kleinen Wasserfall über senkrechte Liparitfelsen hinab, denen das Wasser einen rötlichen Überzug verliehen hat, woher der Name Raudfossar stammt, der vom Wasserfall auf das Gebirge übergegangen ist; ersterer breitet sich fächerförmig über die Liparitfelsen aus. Das Hauptgestein bildet graulichweißer Liparit, der von einer leichten, mit Bimsstein vermischten Palagonitbreccie überlagert ist. Ein großer Teil der Felsen besteht aus verschiedenartig gebogenen, dünnen Liparitdecken, die wiederum in kleinen Säulen abgesondert sind, welche nach den Biegungen der Decken alle möglichen Stellungen angenommen haben. Hier und da sind grüne und schwarze Pechsteingänge oder kleinere Ablagerungen von Liparitbreccie vorhanden; in der tiefen Kluft unterhalb des Wasserfalls haben sich Proben von allen möglichen Varietäten dieser Gesteine angesammelt. H. Bäckström hat den Liparit und Pechstein von diesem Fundorte[2]) petrographisch und chemisch untersucht. Östlich vom Raudfossar kommt stellenweise etwas Liparit in den Gebirgsabhängen vor, und oben auf dem Rande des Gebirges befinden sich einige große, rötliche Schlackenkrater. Dicht unterhalb des Wasserfalls liegt ein alter, niedriger, aber sehr umfangreicher Krater von elliptischer Gestalt; es scheint fast, als ob der liparitische Gebirgsabhang erst während der Erdbeben und Veränderungen, welche bei der Entstehung dieses Kraters stattgefunden haben, entblößt worden ist. Der große Riß, auf welchem dieser Krater entstand, kann noch etliche Kilometer nach NO verfolgt werden, indem die Ränder der Ausbruchsspalte durch Scorien und Lavaschutt hindurchschimmern. Südlich vom Torfajökull habe ich nur in dem vereinzelt stehenden Lauffell Liparit gefunden, welcher Berg hauptsächlich aus Palagonitbreccie besteht, aber in dessen nordwestlichem Abhang einige Einlagerungen von einer gelblichen Breccie mit grünen Pechsteinbrocken vorhanden sind. In den Randgebirgen des Mýrdalsjökull habe ich ebenfalls Liparit bemerkt, der vielleicht in Thorsmörk vorkommt, was aber unsicher ist, da ich nur aus der Entfernung oben einen Liparitfleck wahrzunehmen glaubte, den Ort aber nicht besucht habe.

In dem vulkanischen Thjórsárdalur, westlich von der Hekla, tritt der Liparit an drei Stellen, in Raudukambar, Fossalda und im Skeljafell zutage. In einem Gebirgszug, welcher Fossárdalur vom Sandárdalur trennt, findet sich der Liparitrücken Raudukambar,

[1]) Geol. Fören. Forh. XIII (1891), S. 616.
[2]) H. Bäckström: Beiträge, S. 653—58.

welcher beinahe ausschließlich aus Liparit mit etlichen kleinen untergeordneten Einlagerungen von Basalt besteht; jedoch tritt hier der Liparit selten im festen Felsen auf, da das ganze Gebirge in eine Decke von losem Liparitschutt gehüllt ist; zu oberst im Gebirge tritt der Liparit in graulichen Platten zutage und hier ist eine Einlage von dichtem Basalt mit 20—30° Abfall nach S vorhanden. Im Berge Fossalda, in der Fortsetzung des Raudukambar, sind Einlagen von Liparit angetroffen, die ebenfalls stellenweise bei Sandárdalur vorkommen; in der tiefen Stromkluft Fossárgil, wo sich die Fossá mit einem hohen Wasserfall in das Tal hinabstürzt, ist der steile Gebirgsabhang an der östlichen Seite aus grünlichem Liparittuff und Liparitbreccie aufgebaut, welche Gesteine von unzähligen unregelmäßigen Basaltgängen durchschwärmt sind. Der Tuff ist in Schichten geteilt mit der Neigung nach SW und W. Der Liparittuff ist von Dolerit in großen Säulen bedeckt, und in den Felsen sind viele Sprünge und mehrere Dislokationen und Staffelbrüche sichtbar. In gleicher Spaltenrichtung findet sich eine warme Quelle in Reykholt[1]). In der westlichen Seite des Tales befindet sich hoch oben im Skeljafjall ein Liparitfleck, jedoch tritt das feste Gestein nicht zutage, dahingegen sind zu oberst lose und dünne Liparitplatten und weit unten schöne Liparitsäulen vorhanden. Die Hauptmasse des Berges besteht aus Palagonitbreccie. G. G. Winkler besuchte Fossárdalur im Jahre 1858 und hat verschiedene Profile von dort beschrieben[2]).

Oben auf dem Hochlande, das hier eine Höhe von 500—600 m besitzt, haben am Rande des Hofsjökull in den Kerlingarfjöll sehr bedeutende Liparitdurchbrüche stattgefunden. Diese Berge, 30—40 km nördlich vom Fossárdalur gelegen, waren merkwürdigerweise noch niemals von Geologen besucht worden, als ich 1888 dorthin kam, obwohl sich dieselben in der Nähe von Kjalvegur befinden, welcher Weg doch häufig von Reisenden zwischen dem Süd- und Nordlande benutzt wird. Die Kerlingarfjöll sind 1250 m hoch und bestehen aus zwei parallelen, schmalen Hauptketten und mehreren kleineren, die schon aus weiter Ferne in die Augen fallen, indem sie sich mit ihren roten, braunen, gelben und weißen Zacken steil vom Hochlande erheben. Der unterste und südlichste Teil der Berge ist von dicken Massen Palagonitbreccie bedeckt, aus welcher die Liparitspitzen hervorragen. In den südlichsten Bergstürzen, welche ich besuchte, war der Liparit sehr hell und porös mit zahlreichen, langgestreckten Blasen, und unzählige Obsidianbrocken lagen umhergestreut. In den Hauptketten ist die Oberfläche, wo dieselbe nicht unter Gletschern und Schneehaufen verborgen ist, häufig mit großen, losen Liparitblöcken bedeckt, und selten treten die festen Felsen zutage; auf größeren Strecken wird grobe Bimssteinbreccie angetroffen und Obsidian ist hier sehr allgemein. Palagonitbreccie ist anstehend häufig mit sehr bedeutender Mächtigkeit vorhanden und deckt die Abhänge der Liparitgebirge. In den Bergen finden sich eine Menge Klüfte und Täler mit Solfataren und kochenden Tonpfützen, und auf großen Strecken ist hier der Liparit in verschiedenartig gefärbten Ton umgebildet. In den Randgebirgen des Langjökull fand ich nördlich vom Hrútafell an drei Stellen Liparit in kleinen Flecken, den einen unmittelbar westlich von Middalahnúkur, den anderen in dem naheliegenden Talboden zwischen der letztgenannten Felsspitze und Thröskuldur und ferner im nördlichsten Thjófafell. Der Liparit hat an diesen Stellen einen leichten, grauen und roten Tuff durchbrochen. Die Gebirgsbäche führen eine Menge helles Geröll, sowohl dichten Liparit als auch Liparitbreccie hinab, so daß wahrscheinlich bei näherer Untersuchung kleinere Einlagerungen und Gänge mehrfach in diesen Tuff- und Brecciegebirgen gefunden werden.

---

[1]) Auf meiner geologischen Karte ist das Zeichen für die Quelle durch einen Druckfehler zu weit nach W gekommen, es soll bei dem Buchstaben t in Reykholt stehen (auf der Tafel dieses Heftes verbessert).

[2]) G. G. Winkler: Island, S. 47—64, 121—24.

Der Liparit wird selten auf dem südlichen isländischen Tieflande angetroffen und fehlt eigentlich auf der Niederung selbst, tritt aber vereinzelt in den Tuff- und Brecciegebirgen auf, welche die Niederung umgeben, oder wo sich Flüsse durch die neueren Bildungen zu dem unterhalb befindlichen Grundfelsen eingegraben haben. Im Flußgeröll der Thjórsá zeigen sich hier und da einige kleine Liparitbrocken, die aber auch von fernen Gegenden herrühren können. Die bedeutendsten Lipariteinlagerungen finden sich in Hreppar, namentlich dicht unterhalb Sólheimar in der tiefen Kluft der Laxá auf der westlichen Seite, ebenso auf der östlichen bei der Felsspitze Arnarnýpa. Der gelbe und weiße Liparit ist hier plattenförmig abgesondert, von Basaltgängen durchsetzt und tritt in stockförmigen Massen auf[1]). An der Laxá treten die Lipariteinlagerungen an mehreren Stellen zutage, und in den Abhängen[2]) am Flusse Kálfá soll ebenfalls Liparit vorkommen. Beim Gehöft Ás, südwestlich von Hruni, fand ich ebenfalls einen kleinen Liparitfleck und außerdem an einigen anderen Fundorten, nämlich in Kvernháls, nordwestlich vom Bjarnarfell, welcher auch südlicher kleinere Liparitdurchbrüche aufzuweisen hat. Zu oberst in den nordwestlichen, von Fumarolen durchkochten Felsenreihen im Hengill oberhalb Sleggjubeinsdalir finden sich in der Breccie kleinere Einlagerungen von Liparit, und Liparitgeröll ist von hier auf die Ebene bei Kolvidarhóll durch die Wildbäche hinabgeführt worden, auch ist es schon längst bekannt, daß der Laugafell bei Geysir aus Liparit besteht; er ist von mehreren Forschern untersucht worden[3]). Alle diese Lipariteinlagerungen und Gänge auf dem Südlande werden in Tuff und Breccie angetroffen und sind verhältnismäßig jungen Ursprungs, vielleicht aus dem Pliocän und etliche sogar noch jünger. Mit Ausnahme der kleinen Einlagerung im Hengil ist auf der ganzen vulkanischen Halbinsel Reykjanes keine Spur von Liparit vorhanden.

Der Liparit ist ziemlich verbreitet in der Umgegend von Faxaflói und auf Snæfellsnes; von diesen Fundorten sind die südlicheren mehrmals von Geologen untersucht worden. Bereits in der Nähe von Reykjavík tritt der Liparit in Móskardshnúkar am östlichen Ende der Esja auf und das hier vorkommende Gestein ist wiederholt von Geologen[4]) beschrieben worden. In der nächsten Umgebung, z. B. im Svínadalur, finden sich Liparitgänge wahrscheinlich im Zusammenhang mit der Hauptmasse in Móskardshnúkar. Im westlichsten Teile der Esja sind ebenfalls Spuren von Liparit und Merkmale einer bedeutenden Fumaroltätigkeit in der Vorzeit vorhanden. Am Hvalfjord in der Nähe von Brekka und Sandar werden erhebliche Liparitbildungen, jedoch zum größten Teile sehr verändert, angetroffen. Unmittelbar vor Thyrilsnes stößt man auf einen beträchtlichen Gang mit 1—1½ m langen, pechsteinartigen, schwärzlichgrünen Säulen; in der Nähe findet sich ein sehr veränderter Liparit mit ausgeschiedenem Quarz und Opal in den Spalten; teilweise ist derselbe in grauen, grünen oder roten Ton[5]) umgewandelt. In den Klüften westlich von Thyrill tritt der Liparit an vielen Stellen als gelbliche und grünliche Flecke zutage, ebenso mehrfach in den hohen Küstenfelsen auf dem Wege nach Saurbær, jedoch ist derselbe überall durch die Fumarolen der Vorzeit stark zersetzt. Lipariteinlagen sind nicht allein dicht an der Küste, sondern auch mehrere hundert Meter höher oben in den Rändern der steilen Basaltgebirge oberhalb Litli-Sandur vorhanden. Die Liparit-

[1]) Sartorius v. Waltershausen: Physisch-geogr. Skizze von Island, S. 98. Winkler: Island, S. 27—47. Der Liparit von Arnarnýpa ist von R. W. Bunsen analysiert (Pagg. Ann., Bd. LXXXIII, S. 201).
[2]) Winkler: A. a. O., S. 46.
[3]) Winkler: A. a. O., S. 24—27. Kjerulf: Islands geogn. Fremstilling, S. 20. Helland: Studien, S. 88f.
[4]) Sartorius v. Waltershausen: Phys.-geogr. Skizze, S. 97. Kjerulf: A. a. O., S. 27. Winkler: S. 19, 23f. Schierlitz: A. a. O., S. 13. Schmidt: A. a. O., S. 9—11.
[5]) Vgl. C. W. Schmidt, a. a. O., S. 11f.

bildungen in Skardsheidi in der Nähe von Indridastadir sind bereits von Th. Kjerulf[1]) und anderen beschrieben worden, aber auch anderswo in Skardsheidi an den Quellen der Leirá besteht ein beträchtliches Stück des Gebirges aus Liparit, auch ist ein Fleck dieses Gesteins in der östlichen Seite des Hafnarfjall sichtbar; vielleicht gehören diese drei Liparitpartien zu derselben Einlage, welche demnach durch einen großen Teil von Skardsheidi reicht. In den Bergen am Húsafell ist der Liparit ziemlich ausgebreitet, zu unterst tritt derselbe in einem Flecke im Gebirgsabhang oberhalb Hraunsás zutage, ist aber östlicher in mehreren Klüften, so namentlich am Flusse Kaldá[2]) und in Deildargil sichtbar, jedoch ist die Masse des Liparits hier wie anderswo im Verhältnis zum Basalt untergeordnet. Im Bergrücken Tunga, welcher die Flüsse Nordlingafjót und Hvítá trennt, kommen bedeutende Liparitmassen vor, welche von Th. Kjerulf[3]) beschrieben sind. Der Bergrücken zieht sich bei Kalmannstunga vorüber, wo der Liparit im Sýrholt zutage tritt, und endigt dann mit dem hohen Brecciegebirge Strútur. Im Thorvaldsháls auf der nordwestlichen Seite des Nordlingafljót findet sich in der dem Litlafljót zugekehrten Seite zu oberst im Gebirge eine größere Lipariteinlage im Basalt. In einer Kluft namens Drangagil, nördlich von Fljótstunga, sind große Liparitsäulen und Sphärolithen[4]) sowie umhergestreute Obsidianbrocken bemerkt worden. Der den Liparit umgebende Basalt ist schlackig und unregelmäßig, auch sind zertreut dazwischen eingeschobene Brecciclagen vorhanden. Bei der Brücke des Barnafoss, südlich von Gilsbakki hat der Fluß Hvítá eine Kluft durch den Lavastrom und den darunterliegenden Basalt gegraben. Die Lava besitzt hier nur eine geringe Mächtigkeit, und zwischen derselben und der Basaltunterlage befindet sich eine Schuttlage. Im Basalt ist eine kleinere Lipariteinlagerung vorhanden, die allerwegen von einem Rande umgebildeten und halb geschmolzenen Basalts umgeben ist. Von diesen Fundorten werden kleine Liparitbruchstücke vom Flusse Hvítá auf das Tiefland hinabgeführt, infolge dessen kleine Liparitsteine in den Schutthügeln im Borgarfjördur recht häufig angetroffen werden. Im untersten Teile des Tieflandes Mýrar wurden zwischen Borgarnes und Ferjukot in etlichen aus den Mooren emporragenden Felshügeln kleine Lipariteinlagerungen zwischen Basaltdecken bemerkt. An der nördlichen Seite des Nordurárdalur befindet sich das große spitze Liparitgebirge Baula (960 m); von allen isländischen Liparitgebirgen ist dieses das bekannteste, denn es ist von fast sämtlichen Geologen, die Island bereist haben, besucht worden. Th. Kjerulf hat die geologischen Verhältnisse am besten geschildert, dahingegen sind die Gesteine von Zirkel, Schierlitz und Schmidt petrographisch untersucht und von Bunsen und Kjerulf[5]) analysiert worden. Die hellen Bergstürze im Grjótháls, südlich vom Nordurárdalur, sind wahrscheinlich liparitisch. Am Geldingafell und Fifudalur, nördlich vom Hredavatn, werden Liparitbreccien und Bimssteinlagen über miocänen Tonlagen mit Pflanzenversteinerungen angetroffen, welche Bildungen möglicherweise im Zusammenhang mit den Liparitausbrüchen stehen, denen der nahe gelegene Baula seine Entstehung verdankte.

In den Gebirgen zwischen Baula und Hvammsfjördur kommt der Liparit wahrscheinlich stellenweise vor, jedoch sind diese Gegenden bisher nicht genügend untersucht worden. So werden in dem vom Flusse Midá fortgeführten Geröll etliche kleine Liparitbruchstücke

[1]) Isl. geogn. Fremst., S. 29--32.

[2]) C. W. Schmidt: A. a. O., 24—28. K. Keilhack: Beiträge, S. 382.

[3]) Isl. geogn. Fremst., S. 41—43.

[4]) Diese Sphäroliten gleichen denen in Álptavik auf dem Ostlande, welche dort »baggalutar« oder »hredjasteinar« genannt werden, hier aber »blodstemmusteinar« heißen.

[5]) Kjerulf: Isl. gogn. Fremst., S. 33—41 und Isl. trachyt. Dannelser, S. 91—97. F. Zirkel: Reise nach Island, S. 314f. Schierlitz: A. a. O., S. 4f. C. W. Schmidt: A. a. O., S. 12—23. G. G. Winkler: A. a. O., S. 18, 19, 72—83, 152—56, 185. C. W. Paijkull: Isl. bergsb., S. 41f. R. Bunsen: Pogg. Ann., Bd. LXXXIII, 1851, S. 201.

angetroffen, die von den Bergen nördlich vom Baula herrühren müssen. Im Innersten des Hörludalur, im sogenannten Hófsfjall, findet sich eine größere Liparitpartie, und von dort hat der Fluß Skrauma eine Masse gerollte Liparitsteine in allen möglichen Varietäten bis zur Küste hinabgeführt. Ferner traf ich einen neuen Fundort für Liparit auf der südlichen Seite des Hvammsfjördur in der Nähe von Hólmlátur bei Hallargil, wo der Weg nach Raudamelsheidi hinüberführt. Hier sind außer erheblichen Massen Liparitbreccie ein sehr heller Liparit, der sich in Platten spaltet, sowie mehrere Pechsteingänge vorhanden; auch werden die großen und schönen Liparitplatten in bedeutender Menge ebenfalls an einer anderen Stelle in demselben Tale etwas westlicher, gerade südlich von Hólmlátur angetroffen. Es wurde mir erzählt, daß im Ulfmannsfell am Álptafjord helle Tonbildungen mit Schwefelkieskristallen vorhanden wären; da ich den Ort nicht besuchte, kann ich nicht entscheiden, ob es sich hier um einen zersetzten Liparit oder etwas anderes handelt.

Auf der Halbinsel zwischen dem Hvammsfjord und Gilsfjord tritt der Liparit ebenfalls an einigen wenigen Stellen auf, namentlich beim Pfarrhof Hvammur, welcher Fundort bereits früher von Winkler[1]) besucht worden ist. Die Verhältnisse zwischen dem Basalt und Liparit sind sehr verwickelt; der Liparit tritt im Gebirgsabhang oberhalb Hvammur in eingeschobenen, stockförmigen Massen mit großen Felsen, welche sich in dicke Platten spalten, auf; das Gestein ist von hellgrauer, gelblicher und rötlicher Farbe, aber auswendig dunkel angelaufen. Meistens sind die Platten senkrecht gestellt, haben jedoch häufig eine Neigung nach NO und sind zuweilen gebogen. Der Liparit besitzt eine ausgezeichnete Perlitstruktur und große schwarze Trichiten; derselbe wird hier gebrochen und als Baumaterial für Häuser und Umzäunungen verwendet, an anderen Stellen ist er jedoch so zersetzt und von Spalten durchsetzt, daß er unbrauchbar ist. Verschiedene Varietäten von Pechsteinen und Perliten sind hier ebenfalls allgemein. Auch an mehreren anderen Stellen tritt hier der Liparit im Felsen auf, so auf der östlichen Seite des Hólsfjall, und ebenso bei Skeggjadalur und Thverá zu oberst im Tale bei Hvammur. In den senkrechten Basaltmauern des Gebirges Klofningur ist in der Nähe des Gehöfts Kvennhóll eine kleinere Liparitpartie zu oberst im Gebirgsrande sichtbar, welche entweder eine Einlagerung oder ein im übrigen verhüllter Gang zu sein scheint. Beim Gehöft Skard, auf der nördlichen Seite der Landzunge, führt ein Fluß einiges Liparitgeröll mit, das möglicherweise vom Gebirge Illviti oder anderen, tiefer im Tale gelegenen Bergen herrührt. Auf der östlichen Seite der Insel Hrappsey fand ich nördlich von Kapteinsvík einen kleinen Liparitgang mit der Richtung N 75° O, einer Dicke von ca 6 m und auf den Kontaktflächen Pechstein; der Gang erstreckt sich quer über die Insel und tritt bei Stekkjarvogur auf der westlichen Seite zutage, während dessen Fortsetzung nach O in der naheliegenden Insel Purkey sichtbar ist.

Auf Snæfellsnes wird der Liparit auf beiden Seiten der Gebirgskette und vielleicht auch stellenweise oben unter den höchsten Gebirgsrücken und Spitzen angetroffen, die jedoch bisher nur wenig bekannt sind. So wurde mir erzählt, daß die Berge Ljósufjöll, westlich vom Hnappatal aus einem hellen Gestein beständen, das der Beschreibung nach Liparit[2]) sein muß; Nebel und Regen verhinderten mich, jedoch diese Berge zu untersuchen. Auf der nördlichen Seite der Gebirgskette befindet sich in der Nähe von Stykkisholm der bekannte Berg Drápuhlidorfjall, welcher bereits von älteren Reisenden, wie E. Olafsson und G. S. Mackenzie[3]) beschrieben worden ist. Der Berg läuft als ein Vorgebirge von der Gebirgskette aus, die hier hauptsächlich von Breccie gedeckt ist, der Basalt tritt zu

[1]) G. G. Winkler: Island, S. 71, 149—52. Bäckström: S. 660.
[2]) Vgl. Jón Hjaltalin: Sæmundur fródi I, S. 34.
[3]) Eggert Olafsson: Rejse gjennem Island I, S. 289—93. — G. S. Mackenzie: Travels in Iceland 1810, 2. Ausg., Edinburgh 1812, S. 187, 368—70.

unterst im vordersten Teile des Berges hervor und bildet die Grundlage für den Liparit, der wiederum gegen S von der Breccie gedeckt ist. Im vordersten Teile des Drápuhlídarfjall befindet sich eine sehr große, kesselförmige Vertiefung oder Tal, namens Beinadalir, und von hier aus streckt sich eine große, dicke, stromartige Schuttkuppel aus Liparit nach dem Tieflande zu abwärts. Die Oberfläche besteht aus einem Chaos von unzähligen Liparitfelsstücken, welche kleine Hügel und wellenförmige Rücken bilden; die Oberfläche sämtlicher liparitischen Lavaströme auf dem Südlande ist mit Obsidian und Bimsstein bedeckt, wovon hier jedoch keine Spur zu finden ist, eher gleicht der kuppelförmige Strom einem gewaltigen Bergsturz, der vom Gebirge losgebrochen ist, wodurch die Vertiefung Beinadalir entstand. Unmittelbar oberhalb des Gehöfts Drápuhlíd befindet sich neben dem Schuttstrom zwischen zwei Klüften ein hoher Liparithügel, in welchem augenscheinlich schwefelsaure Dämpfe in der Vorzeit eine große Tätigkeit entfaltet haben müssen. Der Liparit ist in leichte Sinterplatten mit Calcedonkugeln umgewandelt, und in den Klüften ist das Gestein vollständig zersetzt und zu farbigen Tonarten umgebildet; hier finden sich in einer bläulichgrünen Tonlage kleine glänzende Würfel von Schwefelkies, welche von den Einwohnern für Gold gehalten werden. Der Boden von Beinadalir ist völlig bedeckt mit unordentlich zusammengestapelten Felsblöcken aus Liparit; in den steilen Felsen, welche das Tal gegen S begrenzen, sind dicke Pechsteindecken vorhanden und hoch oben sind wagerechte, grünliche, regelmäßige Schichtbildungen (Liparittuff oder Ton?) sichtbar; unterhalb werden zuweilen Stücke von versteinertem Holz im Schutt gefunden. Im südlichen Ende des Bjarnarhafnarfjall oberhalb des Gehöfts Seljar ist ein kleiner Liparitfleck vorhanden, und im Berserkseyrarfjall streckt sich auf der westlichen Seite des Hraunfjördur ein Liparitgang durch die wagerechten Basaltdecken hinauf. Am Kolgrafarfjördur ist der Liparit in großen Massen verhanden, so daß die Küste infolge des Liparitgerölls ganz grau aussieht. Auf der östlichen Seite des Fjords finden sich in Kolgrafarmúli große hellrote Bergstürze, und auf der westlichen Seite tritt der Liparit stellenweise in den Küstenfelsen und als kleine Einlagerungen in den Gebirgen zutage, so kommt etwas Liparit in Lambahnúkur und Eyrarfjall vor und Setbergsklakkur besteht zum größten Teile aus diesem Gestein. Hier wird der Liparit in Einlagerungen und Gängen im Basalt und Tuff angetroffen. Am Grundarfjördur ist ebenfalls etwas Liparit vorhanden; längs der Küste, in der Nähe des alten Handelsplatzes finden sich hohe und steile Abhänge aus grünlichen klingsteinartigen Platten und Basaltdecken mit 10° Abfall nach N. Im Berge Grundarmön, östlich vom Beginn des Fjords, tritt der Liparit im Gebirge in Einlagerungen zwischen Basaltdecken zutage, auch soll derselbe höher hinauf gefunden werden. Bei Máfahlíd außerhalb Búlandshöfdi, findet sich in der Schlucht namens Raudskridugil im Basalt eine erhebliche Einlagerung von rötlichem, grobkörnigem Granophyr, welcher vor kurzem von Bäckström[1]) petrographisch untersucht wurde. Stellenweise werden hier große Sphärolithen angetroffen. Näher bei Máfahlíd kommt ebenfalls im Gebirgsabhang ein kleiner Liparitfleck vor. Unmittelbar oberhalb des zum Kirchplatz Fródá gehörigen Felde befindet sich eine Anhöhe mit Liparitgeröll bei einer Stromkluft, und in der Kluft ist feststehender Liparit sichtbar. Weiter oben im Tale werden auch am Flusse Fródá lose gerollte Liparitsteine angetroffen, die wahrscheinlich von kleinen Einlagen dieses Gesteins hoch oben auf dem Kambsskard herrühren; die größten Liparitpartien kommen hier jedoch auf der südlichen Seite der Wasserscheide vor, eine Partie fast unten am Tieflande oberhalb des Gehöfts Gröf; diese Einlagerungen befinden sich in neuerem schlackenartigem Basalt. In den Tuffrücken, welche

[1]) H. Bäckström: A. a. O., S. 648f.

sich vom Snæfellsjökull nach NW erstrecken, liegt in der Nähe von Beruvík der Liparitfundort Hvituskridur. Das Gestein ist hell und leicht und von rötlicher, porphyritischer Lava bedeckt, eine Untersuchung von H. Bäckström ergab einen verhältnismäßig geringen Inhalt von Kieselsäure (60,5 Proz. SiO_2), und demnach befand sich das Gestein auf der Grenze der eigentlichen Trachyten[1]. Aus der Schilderung von Eggert Olafsson geht hervor, daß der Geldingafell am nördlichen Rande der Eisdecke des Snæfellsjökull wahrscheinlich aus Liparit[2]) besteht. Auf der südlichen Seite von Snæfellsnes tritt der Liparit ebenfalls stellenweise in den Gebirgsabhängen zutage, so östlich im Kambsskard im Knararhlíd, wo sich auf einer langen Strecke weiße, rote und grüne Bergstürze aus Liparit zeigen, die sich bis Axlarhyrna hinein erstrecken. Der Liparit ist hier von dicken Breccielagen gedeckt, jedoch scheint die wechselseitige Lagerung der Gesteine zu beweisen, daß sich die Breccie später auf dem Liparit abgelagert hat und demnach letzterer keine intrusive Masse in der Breccie ist. Beim Passe Lýsuskard, in der Mitte zwischen Búdir und Stadastadur, wo die Basaltdecken auf verschiedene Weise gestört worden sind, kommen mehrere schmale, miteinander verwebte Liparitgänge in den Gebirgsabhängen vor, von denen einer, etwas tiefer in der Berghalde befindlich, die Richtung nach NW verfolgt. Daß der Snæfellsjökull liparitische Ausbrüche gehabt hat, ist unzweifelhaft, jedoch weiß man nichts von Ausbrüchen in historischer Zeit, obwohl es nicht unmöglich ist, daß dieser Vulkan einmal im Mittelalter tätig gewesen ist, ohne daß wir Nachrichten darüber besitzen, denn die Quellen aus jener Zeit sind in dieser Beziehung sehr unvollkommen. Um den Snæfellsjökull herum wird dicht unter dem Rasen heller, hellgrauer, liparitischer Bimsstein in großer Menge angetroffen, der kaum sehr alt sein kann. Ich bemerkte denselben auf meiner Reise gleich außerhalb Búlandshöfdi und von dort nach außen zu bis Ólafsvík und Ingjaldshóll, die einzelnen Stücke wurden größer nach Ólafsvík zu, aber die allergrößten fand ich auf der Südseite des Snæfellsjökull, in der Nähe der Schneegrenze oberhalb Stapafell, wo dieselben unter einer ganz dünnen Moosschicht auf einem verhältnismäßig jungen Lavastrom lagen, weshalb es kaum bezweifelt werden kann, daß dieser Bimsstein von einem Ausbruch des Snæfellsjökull selbst herrührt. Bei Hellnar hat man sogar in Torfgräben zwei Lagen hellen Bimssteins übereinander gefunden.

VIII. Übersicht über die geologischen Formationen und ihre geographische Ausbreitung. II.

1. Die Palagonitformation. Tuff, Breccie und Konglomerate.
2. Die Doleritformation. Gescheuerte, doleritische Laven. Glaziale Vulkane. Subglaziale Eruptionen.
3. Glaziale Bildungen. Ältere und und jüngere Moränen. Erratische Blöcke. Riesentöpfe. Gletscherschliffe.
4. Die geologische Karte von Island.

1. Die Palagonitformation.

Tuff, Breccie und Konglomerate.

Ungefähr die Hälfte des isländischen Areals ist von der sogenannten Palagonitformation, von Breccien, Tuffen und Konglomeraten verschiedenen Alters eingenommen, welche über

[1]) H. Bäckström: A. a. O., S. 659 f.
[2]) Reise gjennem Island I, S. 287.

weite Strecken an die Oberfläche treten, während dieselben anderweitig von Lava, glazialem Schutt und Gletschern gedeckt sind. Die älteren Geologen waren der Ansicht, daß die Palagonitbreccie im großen ganzen älteren Ursprungs als der Basalt wäre, während die späteren Untersuchungen vollständig bestätigt haben, daß Tuffe und Breccien jünger sind, daß der sich quer über das Land erstreckende Brecciegürtel später gebildet wurde als das Basaltplateau, daß letzteres in der Mitte gesenkt und durchgebrochen ist, was eine großartige vulkanische Tätigkeit veranlaßte, die wahrscheinlich frühzeitig im Pliocän begann und sich durch die Eiszeit bis auf den heutigen Tag fortsetzte. Wie bereits früher erwähnt, sind in der Basaltformation einige untergeordnete Tuff- und Breccielagen bei miocänen Eruptionen entstanden. Obwohl diese Bildungen bisweilen im Surtarbrandniveau eine recht erhebliche Mächtigkeit erreichen, sind dieselben doch in Betreff der Masse durchaus verschwindend im Verhältnis zu der jüngeren, eigentlichen Breccieformation, welche erwiesenermaßen eine weit größere Ausbreitung besitzt, als ursprünglich angenommen wurde. Daß der größte Teil des Landes in der Vorzeit von Tuffen und Breccien gedeckt war, ist aus vielen Umständen ersichtlich, unter anderen beweisen es die kleineren isolierten Tuff- und Brecciepartien auf dem Basaltgebiet, die auf eine gewaltige Erosion während der Eiszeit und sowohl vor wie nach derselben schließen lassen; der Tuff mußte infolge seiner geringen Festigkeit sehr bald dem Angriff der erodierenden Kräfte nachgeben.

Wie aus der Karte ersichtlich ist, bildet die Breccieformation einen unregelmäßigen Gürtel quer über das Land mit einer größeren Ausdehnung gegen S und N. Gegen S ist das Breccieterrain über 300 km breit und erstreckt sich vom Breidamerkurfjall im O bis Reykjanes im W; an der Nordküste beträgt die Breite nur 100 km vom Skjálfandi bis Langanes. Diese ungeheuren von losem vulkanischem Material besitzen aller Wahrscheinlichkeit nach die größte Mächtigkeit in der Mitte des Landes, die hier vielleicht 1500 m oder darüber beträgt. Die Unterlage, die ursprüngliche, gesenkte und zerbrochene Basaltplatte, muß sich wahrscheinlich unter dem ganzen Breccieterrain befinden und von den Basaltgegenden gegen O und W durch terrassenförmige Brüche getrennt sein. Die durchschnittliche Mächtigkeit der ganzen Breccieformation kann schwerlich unter 800 m, vielleicht aber mehr betragen. Unter den Gletschern und den modernen Lavaströmen, sowie unter dem größten Teile der gescheuerten Doleritlaven und den losen, glazialen und alluvialen Ablagerungen auf der Karte finden sich unzweifelhaft Tuff und Breccie, weshalb diese Formation ein Areal und 50—60000 qkm umfassen muß.

Diese ungeheure Anhäufung von losem Material neueren vulkanischen Ursprungs findet wohl nirgendwo in der Welt ein Seitenstück. Die mächtigen Bildungen von Tuff, Breccie und Konglomeraten in Utah, von C. E. Dutton[1]) beschrieben, umfassen nur ein Areal von 2000 engl. Quadratmeilen (5000 qkm) mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 1200 engl. Fuß (360 m) und scheinen größtenteils aus halbgerollten Bruchstücken und nicht aus kantigen Lavastücken, vulkanischem Sande, Asche und Glasstücken, welche die Hauptbestandteile der isländischen Breccieformation ausmachen, zu bestehen, weshalb erstere einen anderen Ursprung und andere Entwicklung haben müssen, indem die Bruchstücke größtenteils auf einer sekundären Lagerstätte angetroffen werden.

Die isländische Palagonitformation besteht bekanntlich zum größten Teile aus losem, von Vulkanen ausgeworfenem Material, das meistens zu festem Fels erhärtet ist, in welchem das Bindemittel ebenso oder fast gleich hart wie die eingeschlossenen Lavastücke ist. Die Bezeichnung Palagonitformation ist nicht ganz befriedigend und anwendbar, erstens weil der Palagonit kein Mineral für sich ist, wie man früher annahm, und zweitens enthalten

---

[1]) C. E. Dutton: Geology of the High Plateaus of Utah. Washington 1880, S. 69.

viele isländischen Tuffe und Breccien gar kein Palagonit oder nur in geringer Menge. Sowohl die Außenseite als auch die innere Zusammensetzung dieser Gesteine ist äußerst verschieden. Die Färbung ist meistens braun in verschiedenen Schattierungen, obwohl auch viele Tuffe und Breccie rot, gelblich oder grau sind oder andere Farbentöne je nach ihrer Zusammensetzung, Verwitterung und Umbildung aufweisen. Die vulkanische Asche[1]), aus welcher die isländischen Tuffe gebildet sind, besteht meistens aus einer Menge basaltischer Glaspartikel in verschiedenen Umbildungen (Palagonit, Sideromelan, Tachylyt), aus Basaltstaub, Basaltbröckchen, Schlacken und Bomben; auch werden große lose Kristalle von Anorthit und Olivin recht häufig angetroffen. Das Aussehen ist sehr verschieden und richtet sich nach dem Massenverhältnis der einzelnen Bestandteile. Bisweilen bestehen die Tuffe fast ausschließlich aus durchsichtigen gelben und roten Glasstücken in natürlichem oder verändertem Zustande, sowie aus Kristallen und Kristallfragmenten. Nicht selten sind große, dunkle, unveränderte Tachylytstücke, oft mit vielen Blasenräumen versehen, so überwiegend vorhanden, daß sie beinahe die ganze Masse ausfüllen, auch wird stellenweise an den Flüssen ein kohlschwarzer Sand aus zerstückeltem Tachylyttuff angetroffen, wie z. B. am Flusse Fródá, der sich in den Hvítárvatn ergießt. Kleine Basaltstückchen mit einer Tachylytkruste kommen ebenfalls vielfach im Tuffe vor. Viele Tuffe bestehen fast ausschließlich aus roten, sehr porösen Schlacken von derselben Art, wie sie in den modernen Kratern und in den roten Lagen der Basaltformation vorhanden sind. Häufig ist auch der Tuff von einem Netze von Adern durchzogen, die mit Umbildungsprodukten, Zeolithkrusten und ähnlichem angefüllt sind. Die im Tuffe enthaltenen eckigen Bruchstücke sind von sehr verschiedener Größe und Beschaffenheit und bestehen meistens aus dichtem oder porösem Basalt und Dolerit verschiedener Art, aber sehr selten aus Liparit. Obwohl diese Bruchstücke in der Regel nur wenige Zentimeter im Durchschnitt messen, werden doch auch nicht selten größere Blöcke, vereinzelt von der Größe eines oder mehrerer Kubikmeter angetroffen. Die meisten der im Tuffe enthaltenen Lavastücke sind mit scharfen Spitzen und Kanten versehen und gleichen völlig den Lavastückchen, welche von den modernen Vulkanen ausgespieen werden, auch kommen größere und kleinere Bomben recht allgemein vor. Bisweilen ist der Tuff mit einer Menge sehr leichter und aufgeblasener basaltischer Scorien (Keilir auf Reykjanes, Vindbelgjarfjall am Mývatn, Kistufell im nördlichen Rande des Vatnajökull), bisweilen mit liparitischem Bimsstein (Kerlingarfjöll) angefüllt.

Sehr häufig finden sich in den älteren Tuffen und Breccien sehr erhebliche intrusive Basaltmassen. Dichter und schlackenartiger Basalt tritt in den Brecciemassen in unregelmäßigen Gängen und unzähligen Verzweigungen, sowie klumpenförmigen Einlagerungen auf und ist bisweilen in solcher Menge vorhanden, daß der Basalt das Hauptgestein bildet und der palagonitische Tuff nur das Bindemittel zwischen den unzähligen Basaltkugeln und Einlagerungen wird (Kverkfjöll, Botnssúlur); mitunter hat der eindringende Basalt das Gestein in eine unregelmäßig zusammengekittete Lavabreccie verwandelt. Die unregelmäßigen, knoten- oder wurstförmigen Basalteinlagen in der Breccie sind meistens in konzentrisch gestellten Säulen abgesondert und an ihren äußeren Enden mit einer Tachylytkruste übergossen, in der Mitte finden sich dann oft leere Räume. Andere kugelförmige Einlagerungen sind zwiebelartig in konzentrische Lagen abgeteilt. Ein gutes Beispiel liefert der Berg Reykholt im Thjórsárdalur, woselbst eine Basaltmasse in den Tuff hinaufgedrungen ist und hier Knoten und Kugeln bildet, die gleichsam aufeinander gedrückt haben. In den meisten Kugeln ist der Basalt zu unterst am dichtesten, zu oberst poröser, in der Mitte

[1]) Neuere Untersuchungen der isländischen Tuffe sind angestellt von A. Penck: Über Palagonit mit Basalttuffen (Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesellsch. 1879, S. 504—77), und A. Helland: Studier over Islands Petrografi og Geologi (Arkiv for Mathematik og Naturvidenskab. Kristiania 1884, S. 75—82).

finden sich häufig Höhlungen; der dichtere Basalt ist in Säulen, der porösere in dünnen, zwiebelartigen Lagen abgesondert. Der dichte, diese Einlagerung umgebende Tuff ist durch die Wärme in Säulen abgesondert worden; in den Ritzen des Tuffes und auf den Grenzen der Basaltknoten sind Zeolithen vorhanden. Ähnliche kugelförmige Einlagerungen habe ich rund umher im Lande bemerkt, so z. B. im Vindbelgjarfjall, in den Herdubreidarfjöll, im Kverkhnúkarani, Svínadalur in Kelduhverfi, in Tindaskagi und an vielen anderen Orten. Überhaupt ist eine sehr unregelmäßige Stellung der Säulen charakteristisch für alle in der Breccie vorkommenden Basalteinlagen. Mitunter sieht man in den Tuffgegenden unregelmäßige Gänge als merkwürdig geformte Felsspitzen in den wunderlichsten Gestalten aus den Umgebungen emporragen, da der dieselben umgebende Tuff von der Erosion fortgeführt ist; eins der bekanntesten Beispiele ist der Hljódaklettar an der Jökulsá in Kelduhverfi. Die Säulen in diesen »necks« nehmen alle möglichen Stellungen ein, oft sind dieselben gebogen und um verschiedene Zentren radial geordnet. Derartige, aus der Breccieformation emporragende Felsknoten und Gänge sind recht allgemein und leicht von den regelmäßigen Gängen der Basaltformation zu unterscheiden[1]).

Die in der Palagonitformation vorkommenden Basaltlagen sind häufig von sehr beträchtlicher Ausdehnung, zum großen Teile scheinen dieselben intrusiv zu sein, aber viele der regelmäßigeren haben sich vielleicht als Lavaströme über die Oberfläche ergossen. Infolge ihrer größeren Widerstandskraft der Erosion gegenüber bilden nicht selten Basalt- und Doleritmassen den obersten Teil der tafelförmigen Tuffgebirge. Vielfach verzweigte Gänge, oft aus porösem, seltener aus dichtem Basalt mit Säulenstruktur, kommen in der Tuff- und Breccieformation, sowie im Liparittuff, so z. B. im Fossárdalur, vor. Tuffprofile mit Schwärmen von verzweigten Gängen sind häufig von der Erosion bloßgelegt worden, und mehrfach werden Gänge angetroffen, welche sich als Decken zwischen Tufflagen ausgebreitet haben. Die regelmäßigen Systeme von Gängen, welche die ganze Basaltformation von West- und Ostisland durchsetzen, sind älter als die Palagonitformation. Liparitgänge und Lipariteinlagerungen treten hier und da in der Palagonitformation, doch seltener als im Basalt auf. Die Vulkane, welche in historischer Zeit Eruptionen aufweisen, sowie die Hauptmasse der vulkanischen Ausbrüche in der Eiszeit und der postglazialen Zeit haben in Brecciegegenden stattgefunden. Das Vulkangebiet der Faxaflói bildet eine Ausnahme, in dessen westlichem und nördlichem Teile sind die Ausbrüche durch Spalten im Basalt vor sich gegangen.

Die Palagonitformation mit ihrer verwirrenden Mischung von Tuffen und Breccien, verschiedenen Perioden angehörig, mit den dazwischenliegenden größeren und kleineren Lavalagen und intrusiven Basaltmassen, mit ihren verzweigten Gängen und wechselnden Schichten von Konglomeraten ist in den Einzelheiten sehr schwierig zu verstehen und stellt den Geologen noch viele Aufgaben zu enträtseln, außerdem sind diese Bildungen noch nicht hinlänglich bekannt. Ältere und jüngere Breccien sind sowohl gleichförmig geschichtet als auch ungeschichtet. In längeren Profilen werden bisweilen zahlreiche große, eckige Felsblöcke, über große Areale unregelmäßig ausgestreut, angetroffen, und es ist nicht leicht zu begreifen, auf welche Weise das Ausstreuen dieser großen Basaltblöcke stattgefunden hat; vorausgesetzt, daß dieselben von Vulkanen ausgeworfen sind, liegt die Vermutung nahe, daß die Explosionen der Vorzeit ungleich kräftiger als die gegenwärtigen waren. An einzelnen Stellen können diese Blöcke durch Schuttströme und in den neueren Tuffen durch Gletscher und Gletscherläufe ausgestreut sein, aber im großen ganzen sind die Verhältnisse noch recht rätselhaft. Sartorius v. Waltershausen, der erste, welcher den Palagonit

[1]) C. E. Dutton beschreibt ähnliche Verhältnisse in »Mt. Taylor and the Zuniplateau«. (VI. Rep. U. S. Geol. Survey, S. 164—79.)

genau analysierte, hielt die Palagonitformation für eine submarine Bildung, was auch für seine Theorie von der Entstehung des Palagonits durchaus notwendig war, und in dieser Beziehung sind die meisten Geologen in seine Fußtapfen getreten ohne Gründe anzugeben. Sartorius v. Waltershausen führt als Beweis für seine Anschauung an, daß erstens der Palagonittuff allerwegen geschichtet sei, was durchaus nicht der Fall ist. Außerdem ist es nicht sicher, daß die Schichtteilung des Tuffes dem Einfluß des Wassers zuzuschreiben sei; schöne Lagen von Scorien und Asche finden sich mehrfach im Durchschnitt bei modernen Vulkanen, und mächtige schichtweise abgeteilte Windablagerungen von vulkanischem Staub werden unzählige Male in Island angetroffen; daß innerhalb der oberen Abteilungen der Palagonitformation augenscheinlich vom Wasser bearbeitete Konglomerate vorhanden sind, beweist nichts mit Rücksicht auf die Bildung der ganzen Formation. Als zweiter Beweis wird angeführt, daß der Palagonittuff Muscheln enthalte. Auch diese Annahme ist unrichtig; in der eigentlichen Tuff-Formation sind weder Pflanzen- noch Tierfossilien gefunden worden. Die Muscheln, welche angetroffen werden, gehören den marinen, glazialen und postglazialen Terrassen und Schalenbänken an, die selten eine Höhe von ca 70 m ü. M. übersteigen und mit der Tuff-Formation nichts zu tun haben; der in den Schalenbänken vorhandene Palagonit befindet sich meistens auf einer sekundären Lagerstätte. Drittens, daß man in den von Vulkanen in historischer Zeit ausgespieenen Aschenmassen keinen Palagonit gefunden habe. Dieser Punkt ist noch nicht hinlänglich untersucht; überhaupt scheint der sogenannte Palagonit überwiegend in den ältesten Abteilungen der Formation aufzutreten, was mit dem Umstande zusammenhängt, daß er ein Umbildungsprodukt ist. Mehrere Tuffe und Breccien entbehren auch gänzlich des Palagonitkorns. Daher ist auch keine Veranlassung vorhanden, etwas anderes anzunehmen, als daß die Bildung von Tuffen und Breccien auf trocknem Lande bei Ausbrüchen über dem Meere vor sich gegangen ist.

Einstweilen ist Islands Geologie noch zu wenig in den Einzelheiten bekannt, als daß man mit einiger Sicherheit die älteren Breccien und Tuffe von den jüngeren zu sondern vermöchte, und völlige Gewißheit über ihr wechselseitiges Verhältnis und ihre Ausbreitung könnte nur durch langwierige detaillierte Untersuchungen des gesamten Brecciegebiets erlangt werden. Jedoch scheint an mehreren Stellen eine ziemlich scharfe Trennung vorhanden zu sein, zuweilen mit Diskordanz zwischen den älteren und jüngeren Breccien, auch lassen sich letztere wahrscheinlicherweise in mehrere Abteilungen teilen. Die ältesten Breccien, welche sehr ausgebreitet sind, stammen höchstwahrscheinlich aus einem frühen Abschnitt des Pliocän, die jüngeren sind präglazial und stammen aus der Übergangszeit vom Pliocän zur Eiszeit, sowie glazialen und postglazialen Ursprungs. Was die Sonderung zwischen den einzelnen jüngeren Abteilungen und das Verständnis derselben so erschwert, ist das Zusammenwirken so vieler kräftiger, geologischer Faktoren, so daß der Bau der Brecciegebirge dem Geologen häufig als ein hoffnungsloses Chaos erscheint. Folgende Kräfte sind bei der Bildung der jüngeren Breccieformation seit dem Beginn der Eiszeit gleichzeitig tätig gewesen: Aschen- und Schlackeneruptionen haben vulkanisches Material über weite Strecken, über Gletscher und eisfreies Land ausgestreut, Lavaströme haben die Oberfläche überschwemmt, während intrusive Lagen und Gänge aus Basalt und Liparit in die Spalten und Höhlungen der Erdrinde hineingepreßt wurden; ferner waren die Gletscher bei der Erosion sehr tätig, in welcher Arbeit sie jedoch häufig vom unterirdischen Feuer unterbrochen und gestört wurden; Gletscherflüsse haben das Material, sowohl gerollten Schutt als auch Scheuersteine und vulkanischen Staub ausgebreitet, mitunter haben Gletscherläufe große Veränderungen angerichtet und gewaltige Steinblöcke weit fortgeführt, während die Winderosion ganze Gebirge weggeführt und an anderen Stellen mächtige Schichtenkomplexe aufgebaut hat. Inzwischen durfte kein einziger dieser Faktoren an derselben Stelle längere

Zeit hindurch seine Arbeit fortsetzen, überall fanden Unterbrechungen und Veränderungen statt, infolge dessen eine sündhafte Verwirrung entstand und das Resultat ein tatsächliches Chaos wurde.

Die ältesten Breccien und Tuffe sind sehr reich an Tachylyt und Palagonit und von unzähligen verzweigten Basaltgängen und schlackigen oder dichten intrusiven Lagen durchsetzt, häufig fehlt jede Schichtteilung, oder sie ist höchst unregelmäßig mit senkrecht aufgerichteten, gebogenen und fächerförmig gestellten Schichten. Der ältere Tuff enthält selten Blöcke von anderem Tuff oder Breccie, was in den jüngeren Tuffen recht allgemein vorkommt. Das Verhältnis zwischen den älteren und jüngeren Tuffen zeigt sich deutlich im Berge Hafursey, welcher sich dicht unterhalb des Kötlujökull von der Mýrdalssandur bis zu einer Höhe von 587 m erhebt. Der unterste Teil des Berges bis zu der Höhe von 340 m ü. M. besteht aus hellbraunem Tuff, der mit Scorien, Bomben und großen und kleinen Lavaklumpen angefüllt ist. Der Tuff ist in höchst unregelmäßige Schichten abgeteilt; dieselben fallen unter den verschiedensten Winkeln nach außen und nach innen, oder sie sind fächerförmig geordnet oder senkrecht gestellt. Dieser Tuff ist von einem Gewebe verzweigter Basaltgänge mit Auswüchsen und großen und kleinen Apophysen durchzogen. Diskordant auf diesem Tuffe finden sich bis zum Gipfel des Berges dicke Schichtfolgen von regelmäßigen, wagerechten oder wellenförmig gebogenen Breccie- und Tufflagen. Bevor diese Schichtfolgen gebildet wurden, besaß der unterste Tuff bereits eine sehr unebene Oberfläche, über deren Vertiefungen und Anhöhen die jüngeren Lagen abgesetzt sind, so daß die untersten sich den Unebenheiten anpassen und ganz allmählich in eine wagerechte Stellung übergehen. Im südlichen Teile des Berges Hafursey zieht sich die Grenze zwischen den beiden Tuffarten tiefer hinab. Im obersten Tuffe waren weder Gänge noch Basalteinlagerungen vorhanden, im übrigen gleicht die Zusammensetzung dem untersten; Konglomerate wurden nicht bemerkt. Ebenso läßt sich die Grenze in den steilen Gebirgsabhängen oberhalb Ölfus auf längere Strecken hin verfolgen. Hier sind der ältere Tuff und Breccie sehr grobkörnig und enthalten große eckige Stücke von schlackigem und dichtem Basalt; westlich von Núpar ist die Schichtung ziemlich unregelmäßig mit einem Abfall von 25—30° nach verschiedenen Seiten, meistens nach O und W; durch Dislokationen scheinen verschiedene Sprünge hervorgerufen zu sein, jedoch wird die Schichtung östlicher ungefähr wagerecht. Oberhalb der denudierten Oberfläche der alten Breccie befindet sich brauner, jüngerer Tuff in wagerechter Lage oder mit schwacher Neigung (3—4°). Ähnliche Verhältnisse zeigen sich in den Gebirgen von Lágaskard, auch sind die Breccielagen in Hestfjall äußerst unregelmäßig gestellt mit bedeutenden Veränderungen auf kurzen Strecken.

Zunächst soll eine kurze Übersicht über die geographische Verbreitung der Tuffe und Breccien in den verschiedenen Landesteilen gegeben und mit Vestur-Skaptafellssýsla begonnen werden, woselbst ältere und jüngere Breccien in großen Massen vorhanden sind. Auf Sída und in Fljótshverfi sind die Gebirge aus braunem Palagonittuff und Breccie aufgebaut. Nicht selten werden in der Breccie völlig gerollte Blöcke oder nur an den Kanten abgerundete Steine angetroffen. Der steile und wilde Gebirgsabhang bei Núpsstadur, der zum größten Teil aus Tuff und Brecciefelsen besteht, wird durch einen großen Basaltgang (S 40° W) zusammengehalten, der in zwei Spitzen vom Rande des Berges in die Höhe ragt. Die herabgestürzten, 10—20 cbm großen Blöcke sind geschichtet und in dem palagonitischen Bindemittel finden sich zahlreiche Rollsteine, untermischt mit vielen kleinen und großen eckigen Steinen, die anscheinend nicht an irgend einem rollenden oder scheuernden Prozeß beteiligt gewesen sind. In den hochgelegenen Bergrücken bei Álptadalur und Björn sind abwechselnd Breccielagen, geschichtete Tuffe und Konglomerate vorhanden. Oben auf

dem Hochlande bestehen die Gebirge oberhalb Vestur-Skaptafellssýsla zum großen Teil aus jüngeren Breccien und Tuffen, obwohl in mehreren Gebirgen auch ältere angetroffen werden. Westlich von der Skaptá finden sich zwischen dem Torfajökull und dem Vatnajökull mehrere Reihen spitzzackiger, eigentümlich geformter Gebirge; dieselben sind fast gänzlich von jeder Vegetation entblößt und durch langgestreckte Täler getrennt, deren Böden mit beweglichem, aus Palagonitstaub, neuerer vulkanischer Asche und kleinen Schlackenstückchen zusammengesetztem Flugsand bedeckt sind. Die Berge sind von unzähligen Klüften und Wasserrinnen durchschnitten, welche sich im Frühjahr bei plötzlichem Tauwetter mit Wasser auffüllen, das in dem weichen Tuff tiefe Furchen gräbt. Der unterste Teil dieser Berge besteht aus ziemlich kompakten, rotbraunen Tuffen und Breccien mit Basalteinlagerungen, wohingegen der oberste Teil aus wagerechten, dunklen, grauen oder schwarzen Tuffschichten ohne Gänge oder Basalteinlagerungen gebildet ist, welche gleich denen im Berge Hafursey diskordant auf der braunen Breccie liegen. Bevor diese dunklen Tufflagen gebildet wurden, war die ältere Breccie in hohem Grade kupiert, weshalb sich die Grenze zwischen diesen beiden Formationen auf sehr ungleicher Höhe befindet, so daß einige niedrigere Berge bisweilen gänzlich aus der braunen Breccie bestehen, während andere ebenso niedrige Berge ausschließlich aus dunkelgrauem Tuff aufgebaut sind, jedoch ist die Grenze an vielen Stellen sichtbar. Die dunkelgrauen Tuffe sind sehr lose und bestehen aus vulkanischem Staube mit Palagonitpartikeln, braunen und schwarzen Scorien und kleinen Basaltbruchstückchen; letztere sind meistens mehr oder weniger an den Kanten abgerundet, als wären dieselben von Wind und Flugsand bearbeitet worden, überhaupt haben diese Lagen viel Ähnlichkeit mit den dicken, alten Flugsandbildungen auf Rangárvellir. Weder die jungen, losen Tufflagen noch die älteren Breccien sind imstande, der Erosion kräftigen Widerstand zu leisten, weshalb die Gebirge unter den unausgesetzten Angriffen des Windes und Wassers besonders gelitten haben. In den Skælingar und den Grænufjöll erreichen die jüngeren Tuffe eine Mächtigkeit bis 300 m, stellenweise verschwinden dieselben ganz, anderweitig sind nur dünne Reste im obersten Teile der Bergrücken übrig, aber größtenteils ist die Mächtigkeit erheblich, und die Ungleichheit derselben ist der kupierten Beschaffenheit der Unterlage zuzuschreiben. Zwischen den Wasserläufen, welche hinter Uxatindar in die Schlucht Rótagil hinabführen, fand ich im Bette eines Baches schön gescheuerte Brecciefelsen, die sich unter den jüngeren Tuff nach innen fortsetzen, welch letzterer den größten Bestandteil von Skælingar bildet; nach den Terrainverhältnissen kann man schwerlich etwas anderes annehmen, als daß die Berge, welche auf diesen gescheuerten Felsenflächen ruhen, erst gebildet wurden, nachdem der Prozeß des Scheuerns stattgefunden hatte [1]. Oben auf dem Rücken von Skælingar, südlich von der Spitze Gjátindur, befindet sich die Grenze zwischen der älteren Breccie und den neuen wagerechten Tuffschichten 774 m ü. M., und hier sind auf der Grenze zwischen den beiden Bildungen recht eigentümliche Konglomerate, aus gerollten Bruchstücken der unterhalb befindlichen Breccie zusammengesetzt, vorhanden. Der Gebirgszug nordwestlich von Ulfarsdalssker am Lambavatn besteht gleichfalls aus wagerechten Tufflagen, welche hier mehr Palagonit enthalten und deshalb eine braune Farbe haben, während die ältere Breccie mit Basalteinlagerungen und Gängen meistenteils im untersten Teile der Gebirge angetroffen wird, und das Verhältnis zwischen den beiden Bildungen hier stimmt mit den in den Skælingar und Grænufjöll überein. Am Lambavatn kommen in den neuen Tuffen zwischen regelmäßigen feinen Staublagen mehrere kleine abgerundete Bruchstücke älteren Tuffes vor, die augenscheinlich vom Winde bearbeitet worden sind; dagegen weisen die Rollsteine der Konglomerate im obersten Teile der

[1]) Geogr. Tidsskr. XII, 1894, S. 181, 204.

Skælingar unzweifelhafte Spuren vom Wassertransport auf. Der jüngere Tuff wird ebenfalls im Hnúta, südlich vom Varmárdalur angetroffen; dagegen scheint der wellenförmige Höhenzug der Ulfardalssker ausschließlich aus älterer Breccie zu bestehen, welche vielfach kleinere Basaltknoten enthält. Übrigens sind diese Gebirge derartig mit Asche und Scorien vom Ausbruch im Jahre 1783 bedeckt, daß die Unterlage selten zutage tritt. Das große Gebirgsplateau der Svartahnúksfjöll besteht gleichfalls aus Breccie, jedoch finden sich in den obersten Regionen wagerechte Tufflagen; nur wo die große Eldgjá durchgebrochen ist, sind die Schichten gestört worden, indem dieselben 30—40° gegen NW nach der großen vulkanischen Spalte zu abfallen. Das Gebirge Laki, welches von der vulkanischen Spalte vom Jahre 1783 zerklüftet ist, besteht hauptsächlich aus älterer Breccie, obwohl ich im nördlichsten Teile des Berges auf Spuren von neueren Konglomeraten über der Breccie stieß.

Die Unterlage des Vatnajökull besteht allenthalben, mit Ausnahme des südöstlichen Teiles, aus Breccien und Tuff, die von doleritischen Laven bedeckt sind und mitunter mit Doleritdecken abwechseln. Die südlichen Randgebirge des Vatnajökull bis zum Breidamerkurjökull sind aus Breccien aufgebaut; der Breidamerkurfjall auf der westlichen Seite des Gletschers besteht aus Palagonitbreccie, der Fellsfjall auf der östlichen Seite aus Basalt. Der Öræfajökull, sowie sämtliche Gebirge oberhalb des Skaptafell sind aus Breccien und Tuffen, stellenweise mit Liparit durchsetzt, aufgebaut; größere Basalteinlagerungen sind ebenfalls vorhanden, wie im Jökulfell und Skaptafell. In den Randgebirgen des Öræfajökull haben Tuff- und Breccielagen stellenweise eine erhebliche Neigung nach außen vom Zentrum des Vulkans aus. Auf meiner Reise 1894 entdeckte ich, daß die Palagonitbreccie nördlich vom Vatnajökull im inneren Hochland eine viel größere Ausbreitung nach O besitzt, als man früher glaubte. Hier fand ich bestätigt, was ich bereits früher im Westlande bemerkt hatte, daß nämlich die Breccieformation jüngeren Ursprungs ist als die Basaltformation, indem sich erstere allenthalben über dem Basalt befindet. Der Geldingafell am Rande des Vatnajökull ist aus Palagonitbreccie aufgebaut, welche jedoch in größten Massen im Snæfell und dessen Gebirgszügen gegen S und N auftritt; im Kollumúli liegt ebenfalls die Breccie zu oberst, demnächst folgen Basalt und Liparit, auch werden anderweitig kleine dünne Brecciekleckse über dem Basalt angetroffen, wie z. B. bei Vatnadæld, im Hnúta und an mehreren anderen Orten.

Auf der nördlichen Seite des Vatnajökull zwischen den Flüssen Skjálfandafljót und Jökulsá ist die Breccieformation allein herrschend und erstreckt sich vom Gletscher bis zum Meere. Diese Gegenden untersuchte ich im Jahre 1884. Bei den Gæsavötn, am Kistufell und den Kverkfjöll ist deutlich zu sehen, daß der nordwestliche und nördliche Teil des Vatnajökull auf Palagonitbreccie ruht. Die vulkanischen Terrassen an den Gæsavötn bestehen aus einer graulichen, feinkörnigen, sandsteinartigen Breccie, die arm an Tachylyt und Palagonit ist, aber hier und da kleine Einlagerungen von Basalt, häufig mit konzentrisch gestellten Säulen aufweist, die an den äußersten Endflächen mit einer Tachylytkruste versehen sind. Am Gletscherrande sind stellenweise abwechselnde Lagen von Tuff, Moränen und gescheuerten Laven vorhanden. Der Kistufell besteht ebenfalls zum größten Teil aus einer ähnlichen grauen Breccie, die bisweilen in eine leichte Bimssteinbreccie übergeht. Dagegen sind die Kverkfjöll und Kverkhnúkarani aus einer gröberen Breccie mit großen Lavastücken und Schlacken zusammengesetzt. Sämtliche vom Odádahraun aufsteigenden Gebirge bestehen aus Palagonitbreccie. Dasselbe Gestein bildet den Hauptbestandteil des Dyngjufjöll, obwohl auch hier einzelne untergeordnete Basaltpartien vorkommen. Der südliche Gebirgsabhang an der östlichen Öffnung der Askja besteht ausschließlich aus Palagonitbreccie, der nördliche dagegen aus Basalt; etliche von den

Basaltdecken sind horizontal, andere abfallend, einige scheinen geknickt zu sein. Die nordöstliche Ecke des Dyngjufjöll ist zum großen Teil von einem gelbbraunen, schichtweise geteilten Tuff gebildet, jedoch tritt weit nach W eine gröbere Breccie mit großen Blöcken von olivinreichem Basalt auf. Ebenso besteht der Herdubreid aus grobkörniger Breccie mit olivinreichen Basaltblöcken, und am südöstlichen Fuße des Gebirges findet sich eine beträchtliche Basaltpartie mit gebogenen Säulen; in der Gebirgskette Tögl sind ebenfalls nicht unerhebliche Basaltdecken in der Breccie eingelagert. In den Herdubreidarfjöll wird gleichfalls stellenweise Basalt, besonders in den nördlichsten Rücken, angetroffen. Ferner tritt die Palagonitbreccie in vielen kleinen Gebirgen längs der Jökulsá auf, so im vulkanischen Gebirgsrücken, welcher die Unterlage der Kraterreihe bildet, im unteren Teile des Sellandafjall, Bláfjall und Búrfellsfjallgardur. Die Jökulsá hat sich erst am Svínadalur unterhalb Dettifoss einen Weg durch die mächtigen Doleritdecken bahnen können, weshalb die Palagonitbreccie erst bei diesem Gehöft im Flußbett hervortritt. Hier trifft man auf zahlreiche Beispiele der eigentümlichen Basalteinlagerungen und unregelmäßigen Gänge in der Brecciemasse. Die sogenannten Hljódaklettar in der Nähe vom Svínadalur sind, wie bereits erwähnt, nur verwitterte Gangmassen; diese hohen Felsspitzen bestehen aus einer Menge kleiner Basaltsäulen in allen möglichen Stellungen; oft sind dieselben gebogen und verdreht, oder strahlenförmig um kleine Öffnungen und Höhlen gestellt; stellenweise finden sich auch noch an den Felsen festgeklebte Stücke von Palagonittuff. Die Halbinsel Tjörnes ist ebenfalls zum großen Teile aus Breccie und Tuff, stellenweise von Dolerit gedeckt, aufgebaut, auch werden hier alter Basalt und spätpliocäne Bildungen angetroffen. In allen Gebirgen am Mývatn, sowie rings umher im Lande, wo dasselbe nicht von moderner Lava gedeckt ist, bildet die Palagonitbreccie die Unterlage und tritt auf Mývatnssandur in dort befindlichen festen Felsen zutage. An der Ostseite des Laxártals kommt Dolerit im untersten Teile des Gebirgsabhanges vor und ist hier von dicken Tuffbildungen mit 10° Neigung nach NNW gedeckt. Zu unterst ist der Tuff bläulich, feinkörnig und regelmäßig geschichtet mit einzelnen Lagen von gröberem Korne mit Bruchstücken von Bimsstein und Basalt; zu oberst sind die Lagen dicker, grobkörniger und von gelbbrauner Farbe. Über dem Tuffe befindet sich ein bläulichgrauer, dichter Basalt mit unregelmäßiger Zerklüftung, der wiederum von Schutt und Flugsand gedeckt ist. Gegen W wird die Breccieformation vom Bárdartal begrenzt und westlich von diesem Tale bestehen die hohen Gebirgsabhänge zum größten Teile aus Basaltdecken. Südlich vom Bárdartal tritt die Palagonitbreccie in tiefen Klüften zutage, wie z. B. bei Hrafnabjörg, Krossá, in den Klüften Fljótsgil und Kidagil, ist aber hier allerwegen von geschrammtem Dolerit gedeckt. In diesen Gegenden kommen Basaltgänge selten vor, dagegen sind in der Breccie eingelagerte, unregelmäßige und regelmäßige Basaltdecken und Basaltmassen ziemlich allgemein. Die Tuffe und Breccien sind meistens braun, aber stellenweise werden im obersten Teile der Gebirge Breccien, arm an Palagonit, sowie Konglomerate mit graulichem, tonigem oder sandigem Bindemittel angetroffen. Das Alter läßt sich nicht mit Sicherheit bestimmen, wahrscheinlich sind hier sowohl pliocäne, glaziale als auch postglaziale Tuffe und Breccien vorhanden, jedoch sind die Einzelheiten noch nicht genügend gekannt.

Östlich von der Jökulsá sind Tuffe und Breccien sehr verbreitet, längs der Küste treten dieselben fast ausschließlich von Skjálfandi bis zum Thistilfjord auf und kommen auf der Halbinsel Langanes in kleineren Partien vor. Nach S ist die Grenze zwischen Tuff und Basalt nicht deutlich zu erkennen, da die Oberfläche von mächtigen, losen Massen gedeckt ist. Die Unterlage der Melrakkaslétta besteht ebenso wie alle höheren Gebirge aus Tuff und Breccie. Im Gipfel der Gebirge findet sich doch häufig Basalt, so ist im Sandfell eine Basaltlage mit Säulenstruktur vorhanden; der Tuff hat hier eine wagerechte

Lagerung, nur kommt hierselbst, wahrscheinlich infolge einer Dislokation eine lokale Diskordanz vor. In Axarfjardarnúpur tritt ebenfalls der Basalt zu oberst, in Gängen und Einlagerungen auf. Im östlichen Teile des Thverárhorn haben die Tufflagen eine schwache Neigung nach W. Die Leirhafnarfjöll bestehen ausschließlich aus einem leichten, groben Tuff mit wagerechten Schichten. Die Gebirge auf der Ostseite von Melrakkaslétta sind ebenfalls aus wagerechten Tuffschichten aufgebaut, Basaltgänge und Einlagen kommen hier selten vor; erhebliche Basaltdecken sind jedoch im Gipfel des Gebirges Geirthrúdur bei Kollavík vorhanden. Auf der Halbinsel Langanes finden sich hohe, isolierte Brecciegebirge, die auf einer Unterlage von Dolerit ruhen. Auf der Wüste Haugsöræfi und den Hólsfjöll sind sämtliche Gebirge und Gebirgsketten ausschließlich aus Tuff und Breccie aufgebaut; sehr ausgebreitet ist eine eigentümlich leichte, helle Breccie, wie z. B. in Bungufjallgardur und Hvannstadafjallsgardur, dieselbe scheint aber auf älteren braunen Tuffen und Breccien zu liegen. Unter einem Wasserfall bei Hvannstadir wurde unter dem Basalt ein feinkörniger Tuff, mit Steinen untermischt, bemerkt, die an den Kanten abgerundet waren. Auf der Wüste Haugsöræfi werden sehr häufig zwischen Tuff- und Breccielagen porphyritische Laven angetroffen, dagegen konnte ich nirgendwo Gänge entdecken, die überhaupt in diesem Teile des Landes selten vorkommen. Diese Gebirgsketten scheinen sehr jungen Ursprungs zu sein und haben große Ähnlichkeit mit den jüngeren Tuffgebirgen am Flusse Skaptá.

Die Eismassen des Hofsjökull und Langjökull ruhen auf Palagonitbreccie, die abwechselnd mit Doleriten an den Gletscherrändern vieler zutage tritt. Die obersten Breccien und Tuffe sind sehr jung und scheinen zum großen Teile glazialen Ursprungs zu sein. Die vielen kleinen isolierten Gebirgsknoten nördlich vom Hofsjökull bestehen sämtlich aus Tuff und Breccie, während die Zwischenräume mit glazialem Schutte und gescheuerten Doleriten angefüllt sind. Die Spitze Laugahnúkur (988 m) ist ebenso wie Laugaalda (887 m) aus Palagonitbreccie aufgebaut, jedoch ist die Oberfläche von eckigem Lavaschutt bedeckt, der von der Breccie herrührt und häufig so dicht zusammengepackt angetroffen wird, daß die Oberfläche recht makadamisiert ist. Große geschrammte und vom Winde polierte Wanderblöcke aus Dolerit liegen auf dem Schutte zerstreut, auch scheint der Dolerit zwischen den Breccieschichten Einlagen zu bilden, sowie der ganze Berg auf glazialen, gescheuertem Dolerit zu ruhen. Die sogenannten Illvidrahnúkar am Rande des Hofsjökull bestehen sämtlich aus Palagonitbreccie, Tuffen, Dolerit, Konglomeraten und alten Moränen, sowie auch dieselben Bildungen in abwechselnden Lagen in Profilen an den Flüssen auf dem flachen Hochland nördlich von den Gebirgen sichtbar sind. Die Schichtfolge scheint hier in den meisten Fällen zu sein: 1. zu unterst Basalt, 2. Palagonitbreccie mit eckigen Lavastücken, 3. geschliffener Dolerit, 4. jüngere Breccie und Konglomerate mit palagonitischem Bindemittel. Diese Konglomerate enthalten gerollte und angestoßene Steine von Dolerit, basaltischer, porphyritischer Lava, sowie Stücke der älteren Breccie, 5. Graues Konglomerat von neuerem Gletscherschutt, stellenweise ebenfalls von Dolerit überlagert, 6. Flußgeröll, glazialer Schutt und lose Felsblöcke. An anderen Stellen tritt der Dolerit in mächtigen Decken mit dünnen Zwischenlagen von braunrotem Tuffe auf und an gewissen Stellen finden sich wiederum auf dem Dolerit mehrere hundert Meter mächtige Breccien mit eckigen Basaltstücken, Schlacken und Tachylyt. Weiter nach W werden auf dem Dolerit geschichtete, 10—20 m dicke, graue Konglomerate mit angestoßenen und etwas gerollten Steinen angetroffen. Wie gewöhnlich in den neueren Brecciegegenden läßt sich selten die Schichtfolge auf längere Strecken hin verfolgen, die einzelnen Lagen wechseln schnell auf verschiedene Weise ab. Auf der Halbinsel Skagi zwischen dem Skagafjördur und Húnaflói befindet sich eine isolierte Partie von Breccien und Konglomeraten, die wahrscheinlich in der

Vorzeit eine viel größere Ausdehnung besessen hat. Auf dem Wege nach der Ostküste von Skagi trifft man in den Landspitzen bei Selvík einen geschichteten Tuff als Unterlage für einen geschrammten Dolerit, der sich in dünne Fliesen spaltet. Die Tuffe und Breccien, welche sich von Selvík bis Keta fortsetzen, enthalten Gänge und Einlagen von Basalt mit kleinen, verschiedenartig gestellten Säulen, sowie Doleriteinlagen. Auf der westlichen Seite der Halbinsel treten an der Küste Breccien und Konglomerate in noch mächtigeren Massen zutage und sind hier ebenfalls von Dolerit bedeckt, der mitunter diskordant auf dem nach SO abfallenden Tuffe liegt. Am Flusse Fossá findet sich auf der Palagonitbreccie mit Basalteinlagen feiner Tuff mit gerollten Steinchen. Wahrscheinlich haben die Tuff- und Konglomeratbildungen in der Vorzeit den inneren Teil des Skagafjords angefüllt, denn die draußen im Fjord liegende steile Insel Drangey besteht gleichfalls aus Tuff und Breccie.

Die Tuffe und Breccien in den Randgebirgen des Langjökull verhalten sich zu den Doleriten auf ähnliche Weise wie beim Hofsjökull, und obwohl die durch und durch vulkanischen Palagonitbreccien überwiegend vorhanden sind, werden auch hier graue Breccien mit eingemischtem glazialem Schutte und Flußgeröll abwechselnd mit geschliffenen Doleriten angetroffen. Am Hvítárvatn in Hrefnubúdir findet sich rötliche Breccie, darauf Dolerit und über diesem eine grauliche Breccie mit geschrammten und gerollten Basaltstücken mit Tachylytkrusten, welche früher in der älteren Breccie eingelagert waren. Die grauliche Breccie liegt zum Teil diskordant auf dem Dolerit und der älteren Breccie. Im Hrútafell liegt zu oberst Basalt oder Dolerit, darauf folgen braune Breccie und unter dieser graulicher Tuff mit verzweigten Basaltgängen. Der Thjófafell ist aus grauen und braunen Breccien, sowie aus Bimssteinbreccien in verschiedenen Niveaus aufgebaut; hier sind mehrere Basalteinlagen und einzelne Liparitdurchbrüche vorhanden. Die nördlichen und westlichen Randgebirge des Langjökull sowie der Eiriksjökull bestehen aus Breccien mit vielen Einlagen von dichtem, porphyritischem und schlackigem Basalt, jedoch ist die Breccie meistens von Dolerit gedeckt. Ebenso ist der Berg Lyklafell, der sich mit vielen Nebenrücken vom nördlichen Ende des Langjökull aus erstreckt, aus Breccie aufgebaut; in einem, dem Gletscher zunächst befindlichen Rücken, den ich Svartafell nannte, ist die Breccie ganz voll von kugel- und wurstförmigen Basalteinlagen mit leeren Räumen in der Mitte; der in Säulen abgesonderte Basalt ist angefüllt mit Blasenräumen von der Größe eines Stecknadelkopfes. Der Berg Strútur (921 m), westlich vom Eiriksjökull, liegt auf der Grenze der Basalt- und Breccieformation, der unterste Teil besteht aus Basaltdecken mit der Neigung einwärts nach dem Lande zu, während der oberste Teil ganz aus Breccie aufgebaut ist; dieselbe ist von graulicher Färbung und arm an Palagonit, mitunter werden einzelne rotbraune Partien, sowie hier und da ein feiner, geschichteter Tuff angetroffen. In der Breccie fand H. Pjetursson im Jahre 1900 gescheuerte Steine. Südwestlich vom Langjökull erstreckt sich die Breccieformation bei den Tälern des Borgarfjords über den Basalt aus und bildet hier mehrere mächtige Gebirge, welche ihre spitzen Gipfel durch die doleritischen und basaltischen Laven emporstrecken. Der untere Teil der Skotmannsfjöll hinter dem Flókadalur besteht aus brauner Breccie mit eckigen Lavastücken; diese Breccie ist geschrammt und über derselben befindet sich ein graues Konglomerat mit abgerundeten und gescheuerten Steinen; die Oberfläche dieses Konglomerats ist ebenfalls geschrammt und mit zerstreut liegenden doleritischen Wanderblöcken bedeckt. Der Berg Thverfell im Beginn des Lundareykjadalur unterhalb des Reydarvatn besteht ebenfalls aus geschichtetem Tuff und Breccie mit gescheuerter Oberfläche. Das Tal war bereits entstanden noch ehe die Breccie gebildet wurde. Die Hrúdurkarlar an der südlichen Mündung des Kaldidalur sind aus Breccie mit sehr unregelmäßiger Schichtstellung aufgebaut. Am Hvalvatn (404 m ü. M.) sind beträchtliche Brecciemassen über dem Basalt vorhanden und erreichen im Gebirge

Súlur eine Mächtigkeit von 600 m. Der Hvalfell ist ein alleinstehender Berg mit steilen Abhängen, flachem Gipfel und einem kleinen Knoten in der Mitte desselben. Das Gebirge besteht aus unregelmäßig geschichtetem Tuffe und Breccie, hier und da finden sich Höhlen, und zu oberst sind zwei oder drei Einlagen von Basalt sichtbar. Der Berg scheint in einer Vertiefung oder einem Tale in der Basaltunterlage aufgebaut zu sein. Südöstlich vom Hvalfell erhebt sich das Gebirge Súlur (oder Botnssúlur) zu der Höhe von 1100 m mit einer Reihe von scharfzackigen Zinnen mit vielen Karen und Klüften. Der unterste Teil des Gebirges bis zu der Höhe von 85 m über dem Hvalvatn besteht aus Basalt, über diesem findet sich gelbbrauner Tuff, welcher derartig mit verzweigten Gängen, sowie kugel- und wurstförmigen Einlagerungen von Basalt angefüllt ist, daß der Tuff stellenweise fast ganz verschwindet. Mitunter ist eine undeutliche Schichtung mit der Neigung nach außen sichtbar. In den alleroberaten Rücken und Spitzen wird Dolerit mit großen Olivinkörnern und häufig mit deutlichen Lavawellen auf der Oberfläche angetroffen; von hier sind viele Felsstücke an den Abhängen hinabgestürzt, die von Doleritblöcken wimmeln.

Eine Eigentümlichkeit der Täler bei Mýrar, dem Flachlande vor dem Beginn des Faxaflói, besteht darin, daß sich in den meisten kleinere Gebirge aus jüngeren Palagonittuffen, Breccien und Konglomeraten erheben, die entstanden sind, nachdem die Täler ausgehöhlt waren und ihre jetzige Gestalt erhalten hatten. Diese Tuff- und Konglomeratbildungen treten nur in kleineren, isolierten Spitzen, Knoten und Rücken auf, und ihre Masse ist im Verhältnis zum Basalt unbedeutend, der hier allerwegen die Grundlage und das Hauptmaterial der Gebirge bildet. Auf der westlichen Skardsheidi, im obersten Teile des Hraundalur, in der Nähe des Ausflusses der Langá vom Langavatn, sind mehrere Gebirgsknoten aus Breccie und Tuff vorhanden, die fast das Tal ausfüllen, und zwischen ihnen finden sich Krater, welche einen Lavastrom zur Ansiedlung hinabgegossen haben. Ähnliche Gebirge werden in Hítardalur angetroffen, wie Bæjarfell, Hróberg, Valafell, Klifsandur und Grettisbæli. Der Berg Bæjarfell, beim Gehöft Hítardalur, besteht aus Tuff und Breccie und enthält in einer Höhe von 73 m über dem Gehöft mehrere Höhlen, unter denen die größten Fjárhellir und Sönghellir sind. Der Bæjarfell ist durch niedrige, stark verwitterte Tuffrücken mit dem östlichen basaltischen Gebirgsabhang des Tales verbunden. Der abwechselnd aus gröberen und feineren Lagen zusammengesetzte Tuff ist auf der Oberfläche höchst eigentümlich gestaltet, indem sich hier tiefe Kessel, sägenartig gezackte Rücken, Spitzen und Knoten finden, unter denen Nafnaklettur, in dessen weichen Tuff Besucher ihre Namen geschnitten haben, am meisten bekannt ist. Hróberg und Valafell sind isolierte Tuffgebirge mitten im Tale, Klifsandur schmiegt sich an den westlichen Abhang des Tales bergan. Der Boden des letzteren ist mit Lava bedeckt. Das eigentümlichste Gebirge in diesem Tale ist Grettisbæli auf der westlichen Seite der Talmündung, wo dasselbe einen spitzgezackten Vorsprung bildet, der aus der Wand des Fagraskógarfjall hervorspringt, welcher aus mächtigen Basaltdecken aufgebaut ist. Der Fuß des Grettisbæli ist von der Hítará bespült und untergraben. Der unterste Teil des Gebirges weist eine deutliche Schichtteilung auf, die nach dem Tale abfallenden Lagen bestehen aus Konglomeraten und feinem Sande oder Tuff; die im Konglomerat vorhandenen Basaltstücke sind meistens klein, an einer einzigen Stelle fand ich ein größeres, gerolltes Konglomeratstück, das in der eigentlichen Hauptmasse der Konglomerate eingekittet war. Im südlichsten Teile des Grettisbæli, nahe beim Fuße des Gebirges, untersuchte ich einige flache Konglomeratfelsen, welche gescheuert zu sein schienen, jedoch waren die Eisschrammen verwittert und daher sehr undeutlich. Wo der Fluß Stücke des Gebirgsfußes fortgerissen hat, zeigen sich Lagen von Sand und gerolltem Schutt mit diskordanter Parallelstruktur unter der neuen Lava, welche das Tal ausgefüllt hat. Der oberste Teil des Grettisbæli ist stark verwittert und

hat infolgedessen die merkwürdigste Gestaltung erhalten; mehrere aufrecht stehende, einander kreuzende Rücken sind wahrscheinlich dadurch entstanden, daß einzelne Partien und Adern im Tuffe der Verwitterung gegenüber größere Widerstandskraft besessen haben. Ähnliche Verhältnisse kommen im Hnappatal vor, im obersten Teile des Tales, an der östlichen Seite, namentlich in der Nähe des Hlídarvatn, finden sich mehrere kleine Gebirge aus Tuff, Breccie und Konglomeraten (Hraunholtahnúkar, Sandfell und Thverfell). Dieselben Gesteine werden ebenfalls in einer kleinen Felsspitze zwischen Höfdi und Raudimelur angetroffen, und hier scheinen die Konglomerate von der gescheuerten, doleritischen Lava gedeckt zu sein.

Die Halbinsel Snæfellsnes, welche ein abgeschlossenes Ganze für sich bildet und durch die Niederungen am Hnappadalur vom übrigen Lande abgeschnitten ist, besteht hauptsächlich aus Basalt, wenngleich Tuffe, Breccien und Konglomerate hier ebenfalls in bedeutenden Massen, namentlich auf der nördlichen Seite der Halbinsel, vorhanden sind; die Breccie ruht auf dem Basalt, und die Konglomerate sind wiederum jünger als die Breccie. Der obere Teil des Gebirgszuges auf Snæfellsnes ist in den Einzelheiten noch wenig gekannt, jedoch ist in den hohen Gebirgen zwischen den Ljósufjöll und dem Passe Kerlingarskard Breccie angetroffen worden. Am Drápuhlídarfjall ruht die Breccie auf Liparit und dieser wiederum auf Basalt; die hügeligen Felsen am Kerlingarskard bestehen auf der nördlichen Seite des Gebirgszuges aus Tuff und Breccie; am Wege, der vom Gebirge abwärts führt, findet sich zur Rechten geschichteter Tuff mit wagerechten Lagen. Auf der westlichen Seite des Passes ist der nördliche Rand des Gebirgszuges aus Tuff, Breccie und Konglomeraten bis zum Grundarfjördur hinaus aufgebaut, jedoch tritt hier an mehreren Stellen der Basalt unter dem Tuffe hervor und erstreckt sich in Vorsprüngen und Armen ins Meer hinaus. Westlich vom Kerlingarskard findet sich beim Baulárvatn die Grenze zwischen Tuff und Basalt. Der isolierte Berg Bjarnarhafnarfjall gibt namentlich das Verhältnis zwischen Tuff und Basalt an und scheint darauf hinzuweisen, daß die Basaltgebirge bereits zum großen Teile ihre Gestalt erhalten hatten, als der Tuff auf denselben abgelagert wurde. Der vorderste Teil des Berges besteht aus Basalt mit wagerecht liegenden Decken, während der südliche Teil aus geschichtetem Tuff und Breccie mit bedeutender Neigung nach S gebildet wird; auf dem äußersten steilen Rande des basaltischen Gebirges findet sich dem Gehöft Bjarnarhöfn gegenüber eine kleine Tuffspitze Hestahnúkur, welche der Rest einer älteren Tuffdecke zu sein scheint, indem ein Basaltgang, welcher die Felsspitze durchsetzt, derselben größere Widerstandskraft verliehen hat. Am Beginn des Hraunsfjords und am Kolgrafarfjord überwiegt die Breccie und auf der westlichen Seite des letztgenannten Fjords sind ebenfalls Tuffgebirge vorhanden, so z. B. der Berg Gunnólfsfell, welcher von Basaltgängen durchschwärmt ist, der Lambafell u. a. m. Beim Basaltgebirge Kirkjufell im Grundarfjord finden sich einige herabgerollte Felsblöcke aus grober Breccie, demnach muß wahrscheinlicherweise Breccie auf dem Basalt vorhanden sein. In Búlandshöfdi streckt sich die Breccie zu niedrigeren Niveaus hinab, der unterste Teil der Felsspitze besteht bis zu der Höhe von 100 m aus Basalt, über demselben folgt bis zu der Höhe von 100 m Breccie mit ungefähr gleicher Höhe, und zu oberst sind Tufflagen mit diskordanter Parallelstruktur, abwechselnd mit groben Konglomeraten, vorhanden, in welchen mitunter eingekeilte Basaltdecken mit schöner Säulenstruktur angetroffen werden. Oberhalb Máfahlíd treten die Verhältnisse noch deutlicher zutage. Der unterste Teil des Gebirges besteht aus Basalt, auf demselben ist eine Lage von feinkörnigem Tuff vorhanden, diesem folgen rötlicher, sandsteinartiger Tuff, darauf eine mächtige Basaltdecke mit hohen Säulen und zu oberst grobe Konglomerate. Die in den letzteren vorkommenden Basaltbruchstücke haben meistens die Größe einer geballten Faust, einzelne sind doppelt oder dreifach so groß und sämtlich

völlig abgerundet, kugelförmig oder länglichrund; zwischen den größeren Steinen finden sich stellenweise feiner Sand oder Tufflagen und vereinzelt sehr kleine Bruchstücke von Liparit. Zur Basaltdecke hinauf streckt sich ein ca 4 m dicker Gang mit der Richtung N 30° O. Im Tale oberhalb des Flusses Fródá bildet Breccie das überwiegende Gestein, wenngleich auch hier zahlreiche, eingeschlossene Basaltdecken und über diesen Dolerite angetroffen werden. Bugsmúli zwischen dem Fródártal und Ólafsvík enthält Breccie und Konglomerate. Das Vorgebirge Enni, außerhalb Ólafsvík, bekannt wegen der für die Reisenden so gefährlichen, unablässig herabstürzenden Felsstücke und Rollsteine, besteht zum großen Teil aus Konglomeraten, welche dem Wasser leicht zugänglich sind, infolgedessen sich die eingeschlossenen Felsblöcke ablösen und hinabstürzen. Der oberste Teil des Vorgebirges, zunächst von Ólafsvík, scheint aus Dolerit zu bestehen, diesem folgen rotbraune Tuffe mit einigen dazwischenliegenden Basalt- oder Doleritdecken, dann kommen Konglomerate, welche den untersten und größten Teil des Gebirges bilden; im westlichsten Teile treten jedoch an der Küste einige nach O abfallende Basaltdecken unter den Konglomeraten zutage. Zwischen den einzelnen Tuff-, Basalt- und Konglomeratlagen strömt das Wasser, wahrscheinlich von einem Gletscher herrührend, unablässig hervor, indem es die Gebirgsabhänge untergraben hat, die gleich hängenden Ruinen dem Reisenden Gefahr drohen. Die Randgebirge des Snæfellsjökull sind nach NW hauptsächlich aus Breccie und Tuff in horizontalen Lagen aufgebaut, die stellenweise von jüngeren Lavaströmen und Dolerit gedeckt sind.

Auf der südlichen Seite der Halbinsel Snæfellsnes sind Breccien und Konglomerate viel weniger verbreitet als auf der nördlichen, werden aber auch hier überall auf dem Basalt ruhend, angetroffen. Der südliche Abhang des Snæfellsjökull ist gänzlich mit Lava bedeckt, so daß die Grundlage hier nicht zum Vorschein kommt, dagegen tritt die Breccie sofort hervor, wo das spitzgezackte Vorgebirge Stapafell sich auf die Niederung hinaus erstreckt, denn dieses Gebirge ist ausschließlich aus Tuff und Breccie aufgebaut; wo dasselbe aus dem Gebirgszug hervorspringt, finden sich viele stark verwitterte Rücken, Knoten und Spitzen aus geschichtetem Tuff, sowie mehrere Höhlen wie beim Hítardalur. Die bekannteste von diesen Höhlen, 256 m ü. M., heißt ihres lauten Echos wegen Sönghellir. Unmittelbar innerhalb des Stapafell wird in den Gebirgsabhängen Tuff mit dazwischenliegenden Lavalagen angetroffen, im Knararhlíd besteht der unterste Teil des Gebirges hauptsächlich aus Liparit, der oben am Gebirgsrand mit grober Breccie bedeckt ist; dahingegen ist in der Felsspitze Hestfjall, dicht östlich vom Kambsskard, die Breccie von dicken Basalt- oder Lavalagen überlagert. Innerhalb Axlarhyrna und Búdahraun bestehen die Gebirgsabhänge fast ausschließlich aus Basalt, nur scheinen einige kleinere Tuffpartien den Gebirgsrand südlich vom Mælifell zu decken. Darauf setzen sich die Gebirgsabhänge aus Basalt ununterbrochen bis zum Hnappadalur fort mit Ausnahme einer kleinen abgegrenzten Tuff- und Brecciepartie, welche bei Ellidi senkrechte Wände im Gebirgsrande bildet. Der Tuff liegt zu unterst und auf demselben befindet sich eine grobkörnige Breccie, im östlichsten Teile der Brecciefelsen sind einzelne dazwischenliegende Lagen von hellerem Tuffe sichtbar. Die Breccie scheint hier nur einen kleinen Teil des Gebirgsrandes einzunehmen und durch große Risse in paralleler Richtung mit der Bergkette vom obersten, basaltischen Rücken derselben gespalten zu sein.

Im südwestlichen Teile von Snæfellsnes finden sich dicht an der Küste einige kleine, eigentümliche Tuff- und Konglomeratbildungen, welche dem Anschein nach zusammengehörig sind. Südlich vom Snæfellsjökull sind bereits auf weitem Abstand die prächtigen Lóndrangar sichtbar, die mit emporstrebenden Türmen sich gleich einer gotischen Kirche über die schwarzen Lavafelder der Umgegend erheben. Der größte von diesen Felsentürmen besteht aus Tuff, auf Basalt ruhend, und hat eine größere Widerstandskraft be-

sessen, da er von einem gebogenen Basaltgang durchsetzt und auf der Vorderseite ebenfalls vom Basalt geschützt ist. Etwas östlicher findet sich an der See eine Felsspitze, namens Thúfubjarg (oder Svalthúfa), deren unterster Teil aus Basalt mit senkrechter Säulenstruktur besteht, während die oberste, ca 60 m mächtige Partie aus horizontalen, regelmäßigen Lagen aus Bimssteintuff und Bimssteinkonglomerat aufgebaut ist. Ähnliche Tufflagen werden ebenfalls in Valavík bei Hellnar angetroffen und sind hier von einem großen modernen Lavastrom gedeckt, der sich längs der westlichen Seite des Stapafell ins Meer ergossen hat. Die hohen Küstenfelsen Sölvahamar, östlich von Stapi, sind aus ähnlichem Material wie der Thúfubjarg zusammengesetzt und von gescheuerter Lava gedeckt. Diese Tuffe und Konglomerate scheinen jünger zu sein als andere ähnliche Bildungen in der eigentlichen Gebirgskette auf Snæfellsnes, vielleicht sind dieselben von gleichem Alter wie die Konglomerate bei Mýrar.

Auf der Halbinsel Reykjanes bildet die Palagonitbreccie das Grundgebirge, auf dem die präglazialen, glazialen und postglazialen Laven ruhen; die eigentliche Basaltformation tritt hier nirgendwo zutage. Erst in den kleinen Gebirgen südlich von der Esja guckt der Basalt hervor, und die Basaltdecken haben hier durchgängig die Neigung nach S und SO im Gegensatz zu den nahegelegenen horizontalen Basaltdecken in der Esja. Diese kleinen Gebirge scheinen von der Hauptmasse der Basaltformation abgebrochen und gesenkt zu sein. Auf den Bruchlinien sind warme Quellen vorhanden. Die Palagonitbreccie erstreckt sich über diese kleinen Gebirge, welche von geschrammten und doleritischen Laven umflossen sind. Zu oberst im Stórihnúkur zeigt sich die Breccie von Gängen durchbrochen, auch finden sich hier Einlagerungen von doleritischem Basalt. Nahe bei der Grenze der Basalt- und Breccieformation liegt hier das den Geologen bekannte Seljadalur, von dem Sartorius v. Waltershausen zuerst den isländischen Palagonit beschrieb. Auf der Halbinsel Reykjanes ist die Breccie häufig ohne Schichtung, braun und voll von Schlacken; Konglomerate sind hier nicht gefunden worden. Zu oberst in den Gebirgen ist die Breccie beinahe überall von doleritischer, geschrammter Lava gedeckt, welche an vielen Stellen an den Abhängen hinab und durch die Täler in die darunterliegenden Tuffgebirge geflossen ist. Nur vereinzelt wird Tuff sowohl unter wie über dem Dolerit angetroffen, wie z. B. in Geitahlíd, wo graue Breccie mit basaltischer und doleritischer Lava abwechselt, sowie in einer Kluft bei Ögmundarhraun, wo sich ein Gang bis zu einer im Tuffe liegenden Doleritlage aufwärts streckt. Sehr junge Tuffbildungen finden sich über dem Dolerit in Selvogur (Svörtubjörg), bei Keflavík und Leira, sowie an mehreren anderen Stellen in der Nähe von Reykjavík, namentlich in Fossvogur; dieselben sind postglaziale Küstenbildungen mit Muschelresten, welche ungefähr denen der Jetztzeit entsprechen. Auf Mosfellsheidi fand ich 1898 glaziale Konglomerate, welche gescheuert waren und auf geschrammtem Dolerit[1]) ruhten.

Der Grundfels im ganzen südlichen Tiefland besteht ebenso wie in den Randgebirgen fast ausschließlich aus Tuff und Breccie, wenngleich Gänge und Einlagerungen von Basalt allgemein vorkommen. Die isolierten Gebirge auf dem Flachlande, Búrfell und Mosfell in Grimsnes, der Hestfjall, Vördufjall und Skardsfjall samt einer Menge anderer Bergrücken sind aus Breccie aufgebaut, die mitunter von Basalt und Dolerit überlagert ist. Alle, auf der geologischen Karte dieser Gegenden angegebenen Basaltflecke sind Glieder der Tuff-Formation, untergeordnete Decken, Gänge und intrusive Lagen. Im nordöstlichen Teile des Hestfjall sind die Breccielagen abfallend und gebogen, was ebenfalls an mehreren Stellen in den Rücken am Tungufljót der Fall ist. Der Ingólfsfjall besteht aus sehr grob-

[1]) Geogr. Tidskr. XV, 1899, S. 14.

körniger Breccie mit großen Basalt- und Lavaklumpen; zu oberst im Gipfel finden sich hier in der Breccie dicke Doleritdecken eingelagert, von denen große Stücke herabgerollt sind. Am Bildsfell wird Tuff sowohl unter wie über dem Dolerit angetroffen. Im Skardsfjall sind abwechselnd Lagen von braunem Tuffe, Breccie und sandsteinartigem Tuffe (móhella), nach SO mit eingelagertem Basalt vorhanden. Am Laugardalur sind Tuff und Breccie geschichtet, dasselbe gilt von Kálfstindar, wo an mehreren Stellen zwischen den feinen Tufflagen regelmäßige Streifen von Lavastücken und Bomben sichtbar sind, auch finden sich hier intrusive Basaltmassen. In einer Fortsetzung dieser Gebirgskette nach NO bemerkte ich 1883 im Berge Skrida unter mächtigen Tuff- und Brecciemassen geschliffenen Dolerit. Die zahlreichen Brecciegebirge in Hreppar besitzen beträchtliche Basalt- und Doleriteinlagerungen, die sich häufig zu größeren Decken ausbreiten; in mehreren Rücken und kleinen Gebirgen tritt teils Basalt, teils Dolerit fast alleinherrschend auf. Im Thjórsárdalur fand ich 1888 im westlichen Abhang des Stangarfjall unter einer Doleritdecke 1—2 m mächtige Konglomerate; letztere bestehen aus kleinen und großen Basaltrollsteinen, und um die großen Steine haben sich Geröll, Ton und Sand abgelagert. Die Konglomerate ruhen konkordant auf gelblichen Breccielagen, von denen einzelne halb gerollte Bruchstücke in den Konglomeraten eingelagert sind. Unter diesen fand 1899 H. Pjetursson in einer Breccie gescheuerte Steine, und als er in demselben Sommer die Landschaft Hreppar einer Spezialuntersuchung unterwarf, fand er hier mehrfach alte Moränen mit vulkanischen Tuffen, Breccien und gescheuerten Laven abwechselnd, sowie hier und da in den Tuffen und Breccien zerstreut gescheuerte Steine[1]). Der Vulkan Hekla nebst den denselben begleitenden Gebirgsketten bestehen bekanntlich gleichfalls aus braunen und grauen Breccien und Tuffen, die häufig mit Basalt und Doleritdecken abwechseln. In den Randgebirgen des Tindafjallajökull sowie in den Gebirgsabhängen an Eyjafjöll finden sich Tuff und Breccien abwechselnd mit geschrammten Laven und Konglomeraten, welche vielleicht teilweise Moränen sind[2]). Sämtliche Berge im Mýrdalur, südlich vom Mýrdalsjökull, bestehen aus Breccie und Tuff, welche Gesteine in den höher gelegenen Teilen der Gebirgsabhänge meistens geschichtet sind, wie z. B. in der Arnarstakksheidi. In Pjetursey und bei Vík wird gleichfalls in den unteren Niveaus Schichtung angetroffen, unterhalb Vík finden sich große und kleine Lavastücke, Bomben und Schlacken regelmäßig zwischen den Tufflagen geordnet.

Aus der vorangegangenen Übersicht über die geographisch-geologischen Verhältnisse der Breccieformation in den verschiedenen Gegenden des Landes geht hervor, daß die hierher gehörigen Bildungen von sehr verschiedenem Alter sind, und daß eine größere Abwechslung in den höher gelegenen Niveaus angetroffen wird, wo die Gletscher und Gletscherflüsse der Eiszeit sich geltend gemacht und Moränen sowie fluvioglaziales Geröll hervorgebracht haben, während die Vulkane gleichzeitig Aschenmassen, Bomben und Lavastücke zutage förderten, und vielleicht zuweilen Scheuersteine aus alten Moränen, die den Vulkan unter dem Eise deckten, ausschleuderten. Ebenso zeigt es sich, daß die Breccieformation Übergänge einerseits zu der älteren Basaltformation, anderseits zu den jüngeren Doleriten aufweist, und daß die Hauptproduktion der Tuffe und Breccien in einem langen Zeitraum zwischen den Ausbrüchen der alten Basalte und Dolerite stattgefunden hat. In den Tälern des Nordlandes, welche sich am tiefsten einschneiden, wie z. B. im Skagafjord, nimmt man in den oberen Niveaus der Basaltformation eine zunehmende Menge dazwischenliegender Tufflagen wahr, die vordem seltener angetroffen wurden, worauf Tuffe und Breccien

[1]) Helgi Pjetursson: The glacial palagonitformation of Iceland. (The Scottish Geogr. Magazine 1900, S. 265—93.)

[2]) Geogr. Tidskr. XII, S. 202 f.

gänzlich die Oberhand gewinnen, und der Basalt fast ganz verschwindet. Ebenso treten in den jüngeren Breccien wechselweise geschrammte Dolerite auf, und obwohl die Hauptmasse der Breccieformation älter als die Doleriten ist, kommen trotzdem beträchtliche Tuff- und Konglomeratlagen zwischen den Doleritdecken vor, und über diesen sind ebenfalls mächtige neue, teilweise postglaziale Tuffbildungen vorhanden, deren Material sich jedoch zum Teil nicht auf der ursprünglichen Lagerstätte befindet, denn etliche der neueren Tuffgebirge, wie z. B. Skælingar und Uxatindar, Haugsfjöll und Tindaskagi verdanken unzweifelhaft der Arbeit des Windes und Wassers auf älteren Tuffgebirgen ihre Entstehung.

Die Untersuchungen von H. Pjetursson in den letzten Jahren haben ergeben, daß geschrammte Geschiebe eine bedeutende Ausbreitung[1]) in den oberen Niveaus der Breccieformation besitzen, jedoch ist man noch nicht zur völligen Klarheit über die Verhältnisse der Moränen zur Eiszeit und anderen Formationen gelangt. Die Zahl der eigentlichen Moränen ist verhältnismäßig sehr gering, dagegen werden recht allgemein einzelne gescheuerte Steine in Tuffen und Breccien angetroffen, die übrigens vulkanisch zu sein scheinen, was, wie sich erwarten ließ, auf ein inniges Zusammenwirken von Vulkanen und Gletschern deutet. Die erwähnten, sogenannten Palagonitmoränen sind daher, wie ich früher hervorhob, wahrscheinlich ein Gemisch von wirklichen Moränen, fluvioglazialen Konglomeraten und rein vulkanischem Material und zum großen Teile bei Gletscherläufen entstanden[2]). Infolge der Kombination von Vulkanen und Gletschern auf Island sind die isländischen glazialen Verhältnisse eigentümlich und zugleich verwickelt. Bekanntlich liegen unter vielen großen Gletschern noch tätige Vulkane, die häufig bei ihren Ausbrüchen die Gletscher schmelzen und zertrümmern, so daß große Strecken Landes von gewaltigen Wasserfluten überschwemmt werden. In verhältnismäßig kurzer Zeit wachsen die Gletscher wieder an und sind oft bei dieser Gelegenheit bedeutenden Veränderungen unterworfen. Der Gletscher Breidamerkurjökull, welcher eine Breite von ca 15 km besitzt, ist z. B. seit der Mitte des 18. Jahrhunderts um 7—8 km vorwärts geschritten. In den eisfreien Zwischenräumen können die Flüsse ihre Erosionsrinnen vertiefen und kleine Täler aushöhlen, es bilden sich Tuff, Breccie und Lava, und über die Gletscherfelder werden zahlreiche Eruptionsprodukte ausgestreut, so daß die Gletscher nach kurzer Zeit ganz schwarz aussehen, Asche und Schlacken vermischen sich mit den Moränen. Die Gletscher schreiten dann wiederum über die Eruptionsstellen weiter, und so wiederholt sich dasselbe ununterbrochen. Könnte man einen großen isländischen Vulkan durchschneiden, würde man unzweifelhaft abwechselnde Lagen von Tuff, Breccie, Moränen und geschrammter Lava finden und damit nach der Meinung einiger Geologen den Beweis für unzählige Eiszeiten! Ähnliches hat unzweifelhaft seit dem Beginn der Eiszeit bis auf den heutigen Tag stattgefunden, und wenn man Island in den Einzelheiten untersucht, muß man behutsam mit Generalisationen sein und nicht eilige Schlüsse nach einzelnen Beobachtungen ziehen. Noch heutzutage bilden sich bei den isländischen Gletschern Breccie und Tuff, vermischt mit Scheuersteinen, wie z. B. auf Mýrdalssandur. Der Vulkan Katla ist meistens mit Eis und Schnee bedeckt, und bei den Ausbrüchen wird die große Sandfläche von Wasserfluten überschwemmt, welche Moränen, mit Eis vermischt, große Lava- und Tuffblöcke u. a. m. hinterlassen, sämtliches Material mit vulkanischer Asche, Bomben, Schlacken und Lavastücken untermengt. Bei einem Ritte über Mýrdalssandur findet man meilenweit vulkanische Asche und Schlacken mit Scheuersteinen und Rollsteinen vermischt. Die vielen Gletscherflüsse mit ihren veränderlichen Läufen, die häufig bei neuen Ausbrüchen gänzlich

---

[1]) Oversigt over Vidensk. Selskabs Forhandl. Kopenhagen 1901, S. 147—71.
[2]) Eimreidin VI, 1900, S. 161—69. Geol. Fören. Förhandl. XXII, Stockholm 1900, S. 541—47.

verschwinden, breiten Gerölle abgerundete und geschrammte Steine, Sand und Ton massenweise über das Flachland aus, und derartige vulkanisch-fluvioglaziale Bildungen können durch die Gletscherflüsse viele Meilen von den Gletschern entfernt abgelagert werden. Was die mächtigen Konglomerate bei Mýrar und bei Snæfellsnes betrifft, so sind dieselben noch zu ungenügend in den Details untersucht, als daß sich mit Sicherheit eine Meinung aufstellen ließe. Ich habe dieselben früher für analog mit der diluvialen Nagelfluh[1]) der Alpen gehalten, muß aber die Entscheidung der Zukunft überlassen. Die jüngeren isländischen Konglomerate stehen aller Wahrscheinlichkeit nach in enger Verbindung mit Gletschern und Gletscherflüssen und sind von verschiedenem Alter, einige sind wahrscheinlich präglazial, d. h. gerade vor dem Beginn der eigentlichen Eiszeit entstanden, als sich die Gletscher auf den höheren Gebirgen zu bilden begannen, andere sind glazialen und noch andere vielleicht postglazialen Ursprungs. In allen diesen Zeiträumen können derartige Bildungen geschrammte Geschiebe enthalten, da Island sowohl vor wie nach der eigentlichen Eiszeit bedeutende Gletscher besessen hat. Interglazial kann man keine von diesen nennen, dafür fehlen noch alle Beweise, und es ist überhaupt sehr zweifelhaft, ob Island nach europäischen Begriffen eine eigentliche interglaziale Periode aufzuweisen hat; alles weist darauf hin, daß die Eiszeit in Island zusammenhängend und ungeteilt war.

Es ist unzweifelhaft, daß Breccien und Tuffe früher eine viel größere Ausbreitung und Mächtigkeit besessen haben als jetzt, jedoch sind keine Merkmale vorhanden, die darauf hinweisen, daß die nordwestliche Halbinsel, sowie ein großer Teil der östlichen Fjorde und die hohen Basalthorste im Nordlande von Tuff und Breccie bedeckt waren. Die Tuffmassen, welche sich bereits frühzeitig im Pliocän zu bilden begannen, haben schon damals sicherlich sehr unter der Tätigkeit der Erosion gelitten, welche noch zunahm, nachdem die Entstehung der Gletscher begonnen hatte, und die während der Eiszeit ihren Kulminationspunkt erreichte. Noch heute nimmt man wahr, welche mächtige Tuff- und Brecciemassen von der Unterlage des Vatnajökull und anderer Gletscher durch die Gletscherflüsse fortgeführt werden. Hier und da haben jedoch Basalteinlagen und Basaltströme, sowie die mächtigen Doleriteinlagen und Doleritdecken der Zerstörung Hindernisse bereitet. Die Breccieplateaus in der Mitte des Landes, auf denen die großen Gletschermassen ruhen, sind Überreste eines größeren Plateaus, das sich ursprünglich über das ganze innere Hochland erstreckte; ein Teil desselben ist wohl sicherlich durch Brüche gesenkt worden, die größte Masse hat jedoch die Erosion fortgeführt, noch ehe sich die doleritischen Laven bildeten. Letztere sowohl, als auch die postglazialen, basaltischen Lavaströme haben eine mächtige Decke über weite Strecken der heutigen Tuffgegenden ausgebreitet, infolgedessen die Erosion im Weiterschreiten einigermaßen gehemmt worden ist.

2. Die Doleritformation.

Doleritische, geschrammte Lavaströme haben auf Island eine sehr große Ausbreitung in der Mitte des Landes, wo Breccie und Tuff die Grundlage bilden und moderne Vulkane in Tätigkeit sind. Diese eigentümlichen Doleritlaven liegen diskordant auf der älteren Breccie, dieselben sind sehr selten von Basalt- oder Liparitgängen durchbrochen, die dann sämtlich den postglazialen Vulkanen angehören. Schon frühzeitig wurden die Doleritlaven von verschiedenen Forschern bemerkt, die geologischen Beziehungen derselben zu anderen Formationen hingegen erst spät erkannt. Bereits Eggert Olafsson (1754) war der Ansicht, daß der Dolerit in der Umgegend von Reykjavík eine alte Lava[2]) sei, jedoch

[1]) Geol. Iagttagelser paa Snæfellsnes, S. 93—95.
[2]) Reise gjennem Island I, S. 13f.

nahm Eugène Robert (1835) an, daß der Dolerit zu den ältesten Bildungen des Landes gehören müsse. J. Steenstrup und J. Hallgrimsson (1839/40) fanden, daß die Dolerite auf dem Südlande eine sehr beträchtliche Ausbreitung hatten und nannten dieselbe »Kluftlava«; Hallgrimsson bemerkte, daß diese Laven in einigen Gegenden durch Vertiefungen geflossen waren, und daß sie an anderen Orten (in Hreppar) mit Tuff und Konglomeraten in den steilen Bergabhängen abwechselten. Steenstrup glaubte, daß die Doleriten den jüngeren isländischen Formationen angehörten, daß sie aber mit dem Teile der Basaltformation zusammenhingen, gleichalterig und identisch wären, welcher sich über dem Surtarbrand befindet, was sich jedoch bald als unrichtig erwies. In dem oberen Teile der Basaltformation findet man vielmals Dolerite und graue Plattenbasalte, welche aber, wie die tektonischen Verhältnisse erweisen, viel älter sind. Th. Kjerulf war ebenfalls wie Robert der Meinung, daß der Dolerit bei Reykjavík zu den ältesten Bildungen des Landes gehöre, wenngleich er die Dolerite bei dem Vulkan Ok für verhältnismäßig neue, diesem Vulkan entströmten Laven hielt. C. W. Paijkull (1865) war der erste, welcher die Verhältnisse der Doleritlaven richtig erkannte und nachwies, daß dieselben sowohl Lavastruktur besitzen als auch gescheuert sind, weshalb er dieselben für glazial, während der Eiszeit entflossen, ansah. Auf seiner kleinen geologischen Karte vermerkt er glaziale Lava bei Reykjavík und Ok, aber obwohl er ähnliche Gesteine an anderen Orten fand, wagte er nicht dieselben als glaziale zu verzeichnen. F. Johnstrup (1870 u. 76) und A. Helland (1881) reisten über weite, mit geschrammten Doleritlaven bedeckte Areale, hatten aber merkwürdigerweise weder die Ausbreitung dieser Lavaströme noch ihre geologische Bedeutung erkannt, obwohl beide C. W. Paijkulls Beobachtungen erwähnen. Hieraus ersieht man, wie leicht verschiedene Phänomene der Aufmerksamkeit entgehen können, wenn man nicht seine Gedanken geradezu auf dieselben gerichtet hat. In den Jahren 1881 und 1882 entdeckte ich, daß diese geschrammten Laven in den Gegenden am Thingvallasee und Ölfus, sowie westlich vom Mývatn und am Laxárdalur außerordentlich ausgebreitet waren. Im Sommer 1883 folgte ich den gescheuerten Lavaströmen über die ganze Halbinsel Reykjanes und fand, daß dieselben hier fast überall die Grundlage für die neueren Laven bilden. In demselben Jahre untersuchten K. Keilhack und C. W. Schmidt die Dolerite an verschiedenen Orten im südlichen und westlichen Island sowie bei Jökulsá í Axarfirdi und anderweitig im nordöstlichen Island. Seitdem habe ich auf meinen Reisen beobachtet, daß die geschrammten Lavaströme eine bedeutende Mächtigkeit und enorme Ausbreitung über ausgedehnte Areale im inneren Hochland besitzen und daß sie zum großen Teile den Gletschern des Binnenlandes als Unterlage dienen. Ferner zeigte es sich, daß die Doleritlaven von sehr verschiedenem Alter waren und daß verhältnismäßig junge, wenngleich gescheuerte Ströme sich genau der Skulptur der Unterlage anpaßten, sowie daß mehrere größere Vulkane der Jetztzeit geschrammte Doleritströme bis zum Meere hinunter gesandt haben, demnach also bereits in der Eiszeit tätig gewesen sind. Ferner entdeckte ich einige der Ausbruchsstellen, von denen die glazialen und präglazialen Laven stammen. Mit Rücksicht auf die Ausbreitung dieser Lavaströme erlaube ich mir auf meine geologische Karte über Island hinzuweisen.

Die doleritischen Laven sind im allgemeinen leicht zu erkennen, dieselben unterscheiden sich meistens von den postglazialen Laven durch ihre Farbe und ihr Aussehen. Die Doleriten sind grau oder hellgrau und meistens sehr porös und grobkörnig, so daß die einzelnen Bestandteile makroskopisch leicht unterschieden werden können, wogegen die neueren postglazialen Laven beinahe immer aus dunklen, dichten Basalten oder Anamesiten bestehen und sehr selten doleritische Struktur aufweisen. Die Mineralbestandteile der Doleritlaven, Plagioklas, Augit und Magnetit, sind meistens gleichmäßig verteilt, wo-

gegen beim Olivin das umgekehrte der Fall ist, der zuweilen zerstreut in der Masse auftritt, aber oft einen großen Teil der Felsmasse in Anspruch nimmt, mitunter ein Viertel oder ein Drittel und vereinzelt über die Hälfte des Gesteins (Bláfjöll) bildet. Ältere Geologen beschreiben diese Felsart unter dem Namen Augitandesit, jedoch beträgt der Inhalt an Kieselsäure nur 47—49 Proz. Stellenweise ist der Dolerit ziemlich feinkörnig und spaltet sich dann meistens in Platten, oft ist er auch porphyritisch und zuweilen enthält derselbe große, schwarze, geschmolzene Glaspartikel. An der Oberfläche ist der Dolerit fast immer gleich der Plattenlava mit schönen Wellen und gewundenen Lavaseilen erstarrt, jedoch ist die Oberfläche der Lava nur auf den unterliegenden Doleritdecken sichtbar, da die Gletscher der Eiszeit gewöhnlich die obersten Schlacken und Wellen fortpoliert haben. Mitunter finden sich schöne Gletscherschliffe quer auf den Lavawellen, wie ich derartige unter anderen westlich vom Ferjufjall, nördlich von den Herdubreidarlindir, bemerkt habe, woselbst hübsche, 8—10 cm breite und 3 cm tiefe Gletscherschliffe sich quer auf den kurvenfömigen Lavawellen befinden. Ferner habe ich ähnliche bei Laugarnes, Njardvik, auf Mosfellsheidi und Baldheidi am Kjalvegur gefunden. Auf dem obersten Teile des Bláfjall (südlich von Mývatn), welcher dem Anschein nach als Nunatak durch die Eisdecke emporgeragt hat, sind die Schlackenkrusten der Oberfläche noch vielfach ganz frisch und unberührt, während sie auf dem naheliegenden Sellandafjall, der 200 m niedriger ist, gänzlich fortpoliert sind.

Die Doleritdecken weisen bei genauerer Untersuchung eine völlig deutliche Lavastruktur auf. Die Grundfläche ist immer schlackig, obwohl die meistens rote und glasierte Kruste stets dünn ist; je näher der Oberfläche werden die Blasenräume zahlreicher, um zuletzt in eine halbgeschmolzene Schlackenkruste überzugehen. An gespaltenen Doleritblöcken werden meistens einige eigentümliche röhrenförmige oder gestreifte Partien sichtbar, die vom Innern des Dolerits aufwärts nach der Oberfläche zugehen und von den aufsteigenden Dämpfen der flüssigen Lava herrühren; die Partien sind bedeutend poröser als die übrige Grundmasse und enthalten zahlreiche, verschiedenartig geformte, meistens längliche oder verzweigte Blasenräume. An vielen Stellen sind diese Streifen und Röhren in großer Menge dicht nebeneinander vorhanden, und derartige Steine gleichen Treibhölzern, die von Bohrmuscheln durchbohrt sind. Einen eigentümlichen Einfluß übt das Meerwasser auf den Dolerit aus, indem das Gestein an der Küste, wo dasselbe vom Seewasser bespült wird, auf eine sonderbare Weise zerfressen und durchlöchert ist, da die porösen Teile leichter als die übrige Masse aufgelöst werden. Häufig sind die Doleritblöcke am Meeressaum derartig durchlöchert, daß sie altem Käse gleichen, der von Milben arg mitgenommen ist. Diese Erscheinung tritt nicht nur an der heutigen Küstenlinie, sondern auch an alten Strandlinien 30—40 m ü. M., wie in Öskjuhlid bei Reykjavík, im Ölfus und anderweitig auf. An Flüssen (z. B. Jökulsá in Axarfirdi) sind die Dolerite zuweilen am Wasserspiegel mit einer glänzenden, dunkelgrauen Kruste versehen, und an der Küste besitzen die dichteren Arten nicht selten eine dunkle Oberfläche (Skagi). Die Gletscher der Eiszeit haben häufig die Dolerite mit einer ungewöhnlich schönen Politur versehen, und in den Gegenden, wo Tuff und Breccie das Hauptgestein bilden, besitzen ausschließlich die doleritischen Laven noch deutliche und schöne Gletscherschliffe, die auf den übrigen Felsarten durch den Einfluß der Verwitterung fast immer verwischt sind.

Sehr häufig wird in den Doleriten Säulenstruktur, teilweise mit mächtigen Säulen angetroffen. Hier sollen nur einige Beispiele unter vielen angeführt werden. Südlich von Ok fand ich 1898 eine große polierte Felsfläche von Dolerit, aus Säulenenden von 2—3 m im Durchmesser zusammengesetzt, einige von den Säulen waren sechseckig, andere vier- und fünfeckig. Im Thjósárdalur sind sowohl bei dem Flusse Fossá als auch im Stangar-

fjall Reihen von 7—8 m hohen Doleritsäulen vorhanden; in der Kluft unterhalb des Dettifoss finden sich ebenfalls Reihen von Doleritsäulen, von denen einige gebogen sind. Auf Skagi und der Melrakkasljetta ist der Dolerit häufig in großen Säulen abgesondert, die sich quer in dünne Platten spalten. Am Flusse Bleiksá in der Nähe von Barkarstadir (in Fljótshlid) wird Dolerit mit kleinen sechseckigen Säulen angetroffen, welche nur mit einem Durchmesser von 30—80 cm in 16 cm lange, nach oben konkave Glieder geteilt sind. Ferner habe ich Doleritlaven mit schönen Säulen bei Skoruvik auf Langanes, im Flókadalur, am Kerlingarskard, bei Raudimelur und an mehreren anderen Orten gefunden. Daß sich die Doleritlaven in Platten spalten, ist eine recht gewöhnliche Erscheinung und für einige Gegenden, wo dieses Gestein hervortritt, geradezu charakteristisch, so auf Skagi, Melrakkasljetta, Langanes, Eyfirdingavegur und im Yxnadalur westlich vom Odádahraun; in diesen Gegenden reitet der Reisende täglich über Tausende von zerbrochenen Doleritplatten. Stellenweise wird der Dolerit als Baumaterial verwendet, namentlich in Reykjavík, wo der dortige Dolerit sich leicht nach allen Richtungen spalten läßt, aber porös ist und Wasser aufsaugt, weshalb er zementiert und asphaltiert werden muß, wenn das Wasser nicht eindringen soll.

Zwischen den einzelnen Doleritdecken kommen nicht selten Lagen von roten Schlacken vor, die meistens dünn sind, aber je näher der Ausbruchsstelle selbstverständlich an Mächtigkeit zunehmen. Sehr dicke rote Schlackenlagen kommen zwischen den Doleritdecken im Raudinúpur auf Melrakkasljetta mit der Neigung auswärts vom Krater vor, auf Langanes sind ebenfalls recht mächtige rote Schlackenlagen zwischen den Doleritdecken vorhanden, z. B. bei Skoruvík, mitunter sind auch die Schlacken in roten Ton verwandelt. In Ásbyrgi finden sich in den 100 m hohen senkrechten Doleritfelsen mehrere rote Zwischenlagen und ebendaselbst sind Höhlen auf den Grenzen der Decken vorhanden, über welche der Dolerit Wölbungen wie über Fenster im Rundbogenstil bildet. Mitunter werden auch zwischen den Doleritdecken dünne, unordentlich zusammengekleisterte Lagen von braunem Palagonit tuff mit schwarzen Schlacken und reichlichem Tachylyt angetroffen, wie im Hólmsberg und Vogastapi auf Reykjanes, auf Seltjarnarnes usw. Die einzelnen Doleritströme sind von ähnlicher Mächtigkeit wie die Lavaströme der Jetztzeit, meistens nur 5—10 m, selten über 15—20 m dick, jedoch kommen an vielen Stellen zahlreiche, übereinandergehäufte Ströme vor, wodurch die ganze Formation eine sehr bedeutende Mächtigkeit erreicht. Dieselbe ist sehr wechselnd, stellenweise ist das Land von einer einzelnen dünnen Lage doleritischer Lava mit der Mächtigkeit von 5—10 m gedeckt, anderweitig können die Lavadecken im großen ganzen eine Mächtigkeit von 200 m und vielleicht darüber erreichen. Zuweilen sind mehrere Doleritdecken durch Tuffe, Breccien, Konglomerate und alte Moränen voneinander getrennt. Auf dem inneren Hochlande beträgt die Dicke der Doleritformation sicherlich an verschiedenen Stellen 200—300 m. In Ásbyrgi in der Nähe des Axarfjördur am Rande des gewaltigen Doleritareals, das sich vom Vatnajökull bis zum Eismeer hinab erstreckt, erreicht die Mächtigkeit 100—150 m und etwas dem ähnliches in der Kluft der Jökulsá unterhalb des Dettifoss; daraus läßt sich entnehmen, daß sich südlicher stellenweise die Mächtigkeit auf 200—300 m belaufen muß. Dieselbe ist wohl kaum geringer nördlich vom Hofsjökull und Langjökull, und im südlichen Teile von Langanes besitzen die Doleriten eine sichtbare Mächtigkeit von nahezu 350 m. An mehreren Orten lassen sich die neueren doleritischen Lavaströme wie moderne Lavaströme in den Einzelheiten verfolgen, von denen die ersteren sich nur durch den Mangel einer Schlackendecke unterscheiden, die vom Gletscher fortgeführt ist. Mit den älteren Doleriten verhält es sich dagegen ähnlich wie mit dem Basalt, bei beiden ist es nicht leicht, den einzelnen Strom zu verfolgen.

Die doleritischen Lavaströme sind häufig aus vielen kuppelförmigen und länglichen Hügeln zusammengesetzt, die eine Höhe von 50—100 m erreichen können und aus zahlreichen gesonderten Decken bestehen. Derartige Hügel werden z. B. in der Umgegend von Reykjavík angetroffen, aber auf welche Weise dieselben entstanden sind, ist nicht leicht erklärlich, denn auf den modernen Lavaströmen kommen niemals so große Unebenheiten vor. Vom Rücken dieser Hügel sind alle losen Schlacken während der Eiszeit in die Vertiefungen hinabgefegt worden, wo sich dann häufig über dem Schutte Moore und Seen gebildet haben. In den Gegenden, wo der Dolerit überwiegend auftritt, ist die Oberfläche fast stets wellenförmig, wie z. B. die typische Doleritlandschaft nördlich vom Hofsjökull. Alles ist hier eine leblose Öde, ein endloses Meer von graulichen, wellenförmigen Hügeln mit zerstreut umherliegenden Schneehaufen und großen Wanderblöcken, nirgends eine Pflanze, nur hier und da aufgehäufter Schnee und in den Vertiefungen Wasserpfützen. Ähnliche Landschaften finden sich auf Stóri-Sandur und Arnarvatnsheidi, am Odádahraun und auf der Melrakkasljetta.

An vielen Stellen zeigt es sich, daß die Skulptur des Landes im wesentlichen der heutigen glich, als die neueren Doleritlaven hervorbrachen, aber anderseits ist es auch unverkennbar, daß seit dem Ausbruch der ersten Doleritströme viele große Veränderungen in dem Brecciegebiet vor sich gegangen sind. Die doleritische Ausbruchstätigkeit muß sich über einen unermeßlichen Zeitraum erstreckt haben, der mindestens zwei oder dreimal so lang währte, als die ganze postglaziale Periode. Da die großen isländischen Gletschergebiete — Überreste des Binnenlandeises der Eiszeit — zum größeren Teile auf mächtigen Komplexen von Doleritlaven ruhen, ist es klar, daß Island eisfrei oder beinahe eisfrei gewesen sein muß, als dieselben entstanden und es ist nach unserer jetzigen Kenntnis der Eiszeit fast undenkbar, daß diese Laven in einer interglazialen Periode produziert seien, die demnach bei weitem länger gedauert haben müßte als die vorangegangene und nachfolgende Eiszeit zusammengenommen. Sämtliche isländische glaziale Bildungen, die bisher bekannt sind, sowohl die älteren als auch die jüngeren, sind mit Rücksicht auf die Masse verschwindend gering im Vergleich mit den Doleriten, wie auch alle postglazialen Laven kaum ein Drittel des Volumens der Doleriten ausmachen.

Auf der Nordseite des Vatnajökull, südlich vom Odádahraun zeigt es sich, daß sich die doleritischen Laven mehrfach unter die Gletscher erstrecken, obwohl die Grenze in den meisten Fällen von neueren glazialen Bildungen und postglazialer Lava bedeckt ist. Die Moränen sind mit großen Doleritblöcken angefüllt. Um den Kistufell herum tritt der Dolerit in zusammenhängenden Strömen auf, und im Berge selbst sind Bimssteinbreccie und Konglomerate von Dolerit bedeckt, der ebenfalls in Zwischenlagen angetroffen wird. Unter dem Skaptárjökull bei den Quellen des Hverfisfljót ist ebenfalls Dolerit vorhanden, der sowohl in Gestalt von schön geschliffenen Felsen unter dem Gletscherrande als auch in zahlreichen großen Blöcken in den Moränen vorkommt. Unter der neuen Lava von 1783 ragen gescheuerte Doleritrücken hervor. Die Doleritpartie bei Kaldbakur hängt wahrscheinlich mit den Doleritlaven unter dem Skaptárjökull zusammen. Der Arnarfellsjökull (Hofsjökull) ruht ebenfalls auf Dolerit, der sowohl in steilen Felsabhängen am Gletscherrande als auch in Blöcken in den Moränen zutage tritt. In den Randgebirgen dieses Gletschers wechseln gegen N Doleritlaven mit Tuff, Breccie, Konglomeraten und Moränen ab. Ähnliches ist am Langjökull der Fall, wo sich der Dolerit fast überall zeigt, wo die Unterlage des Eises sichtbar wird. Am Beginn des Hallmundarhraun hat sich im Gebirgsabhang gerade unter dem Gletscherrande des Langjökull ein Staffelbruch mit Kratern auf den Spalten gebildet, und hier sind die einzelnen gesenkten Streifen Landes mit alter Doleritlava gedeckt, die ebenfalls an anderen Stellen des Gletscherrandes hervortritt. Auf der

südöstlichen Seite des Langjökull, zwischen dem Hvítárvatn und dem Hrútafell finden sich mächtige Komplexe von doleritischer Lava, welche von Vulkanen herrührt, die jetzt teilweise unter dem Eise liegen; sowohl unter wie über denselben werden Moränen und Konglomerate angetroffen, und ein hier vorhandener Doleritlavastrom scheint sogar in postglazialer Zeit ausgebrochen zu sein[1]). Der Skridufell, ein Vorgebirge zwischen zwei Gletschern, ragt in den Hvítárvatn hinaus und ist ebenfalls von geschrammtem Dolerit bedeckt. In den Moränen werden hier am Rande der meisten Gletscher aufgestapelte, zum Teil riesengroße Doleritblöcke angetroffen. Auf Kaldidalur sind in den Moränen ebenfalls ähnliche Blöcke, sowie fast überall bei den größeren Gletschern vorhanden. Man erhält den Eindruck, daß die Plateaus unter den Gletschern ursprünglich mit einem Gusse von doleritischer Lava versehen gewesen sind, und daß die Breccie nur da hervortritt, wo die Doleritlava aufgebrochen und vom Gletscher fortgeführt ist.

Auf Reykjanes, Snæfellnes und am südlichen Tiefland läßt sich der große Unterschied im Alter der Dolerite leicht erkennen. Längs der Südküste von Reykjanes erstreckt sich eine schmale, niedrige Kusteneinfassung, von der sich die Berge steil zu der Höhe von 200—500 m erheben. Die Gebirgsabhänge sind aus Tuffen und Breccien gebildet, aber an den meisten Stellen zu oberst mit einem steilen Rande aus Dolerit in mehreren Decken versehen, und oben auf dem Bergplateau zeigt es sich, daß diese gescheuerten doleritischen Laven eine bedeutende Ausbreitung unter der neueren basaltischen Lava besitzen. Seitdem diese Dolerite entstanden, haben auf dem Terrain große Veränderungen sowohl durch Senkungen als auch durch die Erosion stattgefunden, das Meer hat das Gebirge angegriffen und ansehnliche Massen losgebrochen und fortgeführt. Die Vertiefungen sind durch neuere doleritische Laven ausgefüllt, die sich in Strömen durch Täler auf das Tiefland hinab ergossen haben, das in der Zwischenzeit vielleicht vom Meere überschwemmt worden war. Auf dem westlichen Abhang des steilen Skálafell (574 m) befindet sich der Paß Lágaskard (270 m), und zwischen diesem und Meitill liegt ein Tal, durch welches ein Doleritstrom auf das Flachland hinuntergeflossen ist; trotzdem das Tal seine jetzige Gestalt besaß und die steilen Abhänge der Gebirge geformt waren, ehe der Lavastrom hinabfloß, ist dieser dennoch schön geschliffen, und in denselben hat späterhin das Meer eine große Brandungsterrasse mit gerollten Doleritblöcken ausgemeißelt, und durch die Doleritlava ist postglaziale, basaltische Lava hervorgebrochen und hat Krater und Ströme gebildet. Möglicherweise, ja höchstwahrscheinlich, hat das Meer hier in Ölfus einmal in der Doleritperiode, zwischen dem Ausbruch der älteren und jüngeren Dolerite höher gestanden als jetzt, und die steilen Gebirgabhänge haben damals ihre Gestalt erhalten. Vielleicht gehören die Höhlen am Thurrárskard (80 m ü. M.) jener Zeit an, während die Brandungsterrassen und Strandwälle in Ölfus jüngeren Ursprungs sind und vom Schlusse der Eiszeit herrühren, als sich die Meeresfläche wieder hob. Bei Hólar, östlich vom Geysir, hat H. Pjetursson Sand und Ton unter der Doleritlava angetroffen und bei angestellten Bohrungen wurden bei Öskjuhlid in der Nähe von Reykjavík unter 27 m Dolerit 3 m Sand und unter diesem Ton gefunden. Daraus geht hervor, daß das südliche Tiefland wahrscheinlich zweimal unter dem Meeresspiegel gelegen hat. Obwohl demnach gewisse Teile von Reykjanes von alten Doleriten gedeckt sind, die seitdem durch Erosion und tektonische Bewegungen vielfach verändert wurden, sind doch noch größere Strecken mit neuen Doleritströmen bedeckt, die alle Vertiefungen ausfüllen und sich genau der Unterlage anpassen, so daß es sich zeigt, daß die Skulptur vor dem Ausbruch der neuen Doleritströme völlig dieselbe als jetzt war. Überall finden sich auf Reykjanes unter der modernen Lava Dolerite mit recht erheblicher

[1]) Geogr. Tidskrift X, 1889, S. 24.

Mächtigkeit (in Vogastapi 70—80 m); von Mosfellsheidi erstrecken sich gewaltige doleritische Lavaströme nach Reykjavík zu hinab und haben die isolierten Basaltgebirge in Mosfellssveit umflossen, dieselben ruhen an einigen Stellen auf Basalt (z. B. bei Kleppur), an anderen (südlich von Kópavogur) auf Palagonitbreccie. Auf der Halbinsel Snæfellsnes treten die Dolerite auf ähnliche Weise wie auf Reykjanes, wenngleich viel sparsamer auf. Hier wird ebenfalls die gleiche Trennung zwischen älteren und jüngeren Doleriten angetroffen. Oben auf der eigentlichen Gebirgskette finden sich über Konglomeraten, Breccie und Basalt steil abgeschnittene Doleritfelsen, wie sich dieselben aber auf den schwierig zugänglichen, steilen Gebirgsrücken verhalten, ist noch nicht untersucht. Bekannter sind dagegen die neueren Dolerite, welche in Strömen von der Gebirgskette selbst hinabgeflossen sind, nachdem Snæfellsnes seine jetzige Gestalt erhalten hatte. Diese gescheuerten Lavaströme sind genau an dieselben Ausbruchsstellen gebunden, wie die postglazialen Laven, auch hat der Vulkan Snæfellsjökull viele, jetzt gescheuerte Lavaströme bis zum Meere hinabgesandt[1]). Außerdem sind neuere Ströme westlich von Stadastadur, bei Raudimelur und nördlich vom Kerlingarskard vorhanden.

Um das südliche Tiefland herum sind die Verhältnisse zwischen den älteren und jüngeren Doleriten dieselben. Rund um dieses Senkungsgebiet finden sich über Breccie und Konglomeraten ausgedehnte Doleritmassen, die jedoch häufig von spätglazialen und jüngeren Bildungen bedeckt sind. Auf dem obersten Rande der Plateaugebirge werden die Doleritströme nach dem Tieflande zu häufig abgebrochen angetroffen. So ist zu oberst im Ingólfsfjall grobkörniger Dolerit mit großen Olivinkristallen vorhanden, von dem große Blöcke herabgestürzt sind. Ebenso werden Doleritdecken auf den meisten Bergen bei Hreppar und im Thjórsárdalur, wie in den Grundgebirgen des Tindfjallajökull und Eyjafjallajökull, auf dem Hestfjall und anderweitig angetroffen. An allen diesen Orten fallen die Doleritfelsen steil nach dem Tieflande zu ab. Außerdem sind nicht wenige geschrammte Doleritströme vorhanden, die auf das Tiefland hinabgeflossen sind, nachdem dieses seine jetzige Gestalt erhalten hatte; derartige kommen in beträchtlicher Ausdehnung in Biskupstungur, bei Geysir, in Grafningur, Grimsnes und Holt vor, sowie unter den neueren, postglazialen Laven auf Land (Lækjarbotnar, Thingskálar). Vielleicht hat die Senkung des Tieflandes nach dem Ausbruch der älteren Dolerite stattgefunden, was jedoch nicht notwendig ist; denn wenn sich hier bei einem höheren Wasserstande, wie bereits erwähnt, eine Bucht herauf erstreckt hat, bevor die jüngeren Dolerite gebildet wurden, können die Gebirge durch die Brandung verkürzt und abradiert worden sein.

Die allergrößte Ausbreitung und Mächtigkeit erlangen die Dolerite auf dem inneren Hochland. Hier ist es schwieriger, die jüngeren Dolerite von den älteren zu unterscheiden, da das Terrain an den wenigsten Stellen wesentlichen Veränderungen unterworfen gewesen ist, seitdem die doleritische Ausbruchstätigkeit begann. Die kleinen Plateaus, auf denen die Gletscher ruhen, sind jetzt, oder waren es in der Vorzeit, mit Dolerit bedeckt, ebenso wird dieses Gestein in Einlagen unter beträchtlichen Tuffmassen angetroffen, wenngleich die Hauptmasse der Gletscherplateaus, soweit bekannt ist, älteren Ursprungs als die Dolerite sind. Die große Verwerfung, welche sich über Súlur und Ok bis zum Hrútafjördur erstreckt, ist älter als die Dolerite, welche hier die Bruchlinie überschwemmt und einen doleritischen Lavastrom in das Flókadalur hinabgesandt haben; über den hier vorhandenen Doleriten und mit denselben wechselnd werden ebenfalls Tuff, Konglomerate und Moränen angetroffen. Wie früher beschrieben, finden ähnliche Verhältnisse nördlich vom Hofsjökull und Langjökull statt. Nördlich vom Vatnajökull erstrecken sich die Dolerite bei Skjálfandi

[1]) Näheres über die Doleriten auf Snæfellsnes in meiner Abhandlung Geol. Iagttagelser paa Snæfellsnes. Stockholm 1891, S. 38—41.

und Axarfjördur bis zum Meere hinab, auch kommt dasselbe Gestein in großen Massen auf Melrakkasljetta und Langanes vor. Die steilen doleritischen Gebirgsabhänge auf Langanes beweisen, daß im Laufe der Zeit ansehnliche Stücke Landes vom Meere abgebrochen und fortgeführt wurden. Östlich von der Jökulsá auf dem Hólsfjöll habe ich keine doleritischen Laven gefunden, dessenungeachtet können dieselben unter den mächtigen Bildungen der neueren Tuffe und »móhella« vorhanden sein. Längs der Ostseite des Skjálfandafljót treten die Dolerite auf großen Strecken zutage, und die ganze vulkanische Gegend östlich von der Bruchlinie des Bárdartals ist gesenkt. Oben auf den Plateaugebirgen im Odádahraun (Dyngjufjöll, Búrfellsfjöll, Bláfjall, Sellandafjall u. a. m.) werden Dolerite in mächtigen Decken angetroffen; hier sind die Umgebungen der Gebirge gesenkt und zahlreiche Bruchlinien und Verwerfungen vorhanden. Auf dem Flachlande fallen die Doleritströme gleichmäßig nach dem Meere zu ab und bei Kelduhverfi treten gescheuerte Dolerite allerwärts am Rande der postglazialen Laven an die Oberfläche[1]). Äolische Tuffbildungen (Móhella) habe ich an mehreren Stellen unter den Doleritlaven gefunden, namentlich in Skaptafellssýsla, und, wie bereits erwähnt, ruhen mächtige Tuffe und Breccien auf den Doleriten sowohl südlich vom Hlödufell als auch am Öræfajökull und auf Langanes; ähnliche Verhältnisse, wenngleich in geringerem Maßstab werden in Hreppar, Grafningur und anderweitig angetroffen. Auf Langanes befindet sich die Grenze zwischen Dolerit und der neueren Breccie in der Höhe von 350 m im Gunnólfsvíkurfjall, am Thverárdalur 320 m, und auf dem Heidarfjall 175 m ü. M. Die jüngeren Tuffe und Breccien, welche auf dem Dolerit liegen, besitzen eine Mächtigkeit von 100—370 m.

Wie sich die doleritischen Lavaströme zu anderen Formationen innerhalb der pliocänen und pleistocänen Ablagerungen verhalten, ist noch bei weitem nicht hinlänglich untersucht, jedoch gehört die Kenntnis von ihrem Dasein ja auch der neueren Zeit an; da dieselben so eng an neuere Breccien, Tuffe, Konglomerate und Moränen geknüpft sind und mit letzteren wechseln, können diese Beziehungen erst durch langwierige, systematische Spezialuntersuchungen aufgeklärt werden. Wie bereits angedeutet, ist es klar, daß im südwestlichen Island die jüngeren Dolerite von den älteren unterschieden werden müssen, was ziemlich leicht geschehen kann, da hier so große Veränderungen während der Doleritperiode durch vulkanische Senkungen sowie auf andere Weise stattgefunden haben. Sehr viel schwieriger ist es auf dem Hochlande im nördlichen Island diesen Unterschied zu machen, da hier weniger erhebliche Veränderungen des Terrains vor sich gegangen sind. Eine systematische Untersuchung der Schichtfolgen in den südlicheren Talenden des Nordlandes wird wahrscheinlich von Bedeutung sein für die Aufklärung der Altersverhältnisse. Sollte es sich an verschiedenen Lokalitäten herausstellen, daß vor den jüngeren Doleriten das Niveau des Meeres höher und vielleicht identisch mit der spätpliocänen Strandlinie auf Tjörnes gewesen ist, so könnte diese Kenntnis möglicherweise in der Nähe der Küste ein gutes Hilfsmittel bieten, um den Unterschied zwischen den jüngeren und älteren Doleriten festzustellen.

Glaziale Vulkane. Als ich im Sommer 1881 meine Untersuchungen begann, war nur ein einziger geschrammter Vulkan auf Island bekannt, nämlich der Vulkan Ok, und seitdem ist es mir geglückt, über 20 derartige Vulkane außer einigen zweifelhaften zu entdecken, auch hat es sich herausgestellt, daß vier oder fünf postglaziale Vulkane wahrscheinlich während der Eiszeit oder vor derselben ihre Tätigkeit begonnen haben. Einstweilen ist es unmöglich zu entscheiden, ob diese Vulkane während der Eiszeit oder gerade vor derselben die meisten Ausbrüche gehabt haben, ob dieselben wirklich glazial oder

[1]) Siehe Näheres über die Doleriten in diesen Gegenden: Mitteilungen der k. k. Geogr. Gesellschaft, Wien 1891, S. 125—29. Geogr. Tidskr. XIII, 1895, S. 118f.

präglazial sind. Der Kürze wegen habe ich dieselben auf meiner geologischen Karte »glazial« genannt, da dieselben Spuren der Eisschrammung aufweisen.

Höchstwahrscheinlich ist der Vulkanismus während der Eiszeit und gerade vor derselben unter denselben Formen tätig gewesen wie jetzt. Wie bereits besprochen, kommen in der Jetztzeit Spalteneruptionen mit oder ohne Kraterreihen am häufigsten auf Island vor, wenngleich auch viele Lavakuppeln vom Dyngjatypus, sowie Vulkane vom Vesuvtypus angetroffen werden. Aller Wahrscheinlichkeit nach sind erhebliche Massen von doleritischer Lava aus Spalten gequollen, jedoch sind die Gletscher der Eiszeit über dieselben hinweggeschritten und haben alles lose Material fortgeschabt, infolgedessen sämtliche Schlackenkrater völlig verschwunden sind; nur wo die Schlacken während der Ausbrüche sofort mit Lavaströmen bedeckt wurden, sind Schlackenkrater erhalten. Daher ist es natürlich, daß man noch keine glazialen Kraterreihen gefunden hat. Bei eingehenderen Untersuchungen ist jedoch die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß die Spalten entdeckt werden, aus denen viele Doleritströme hervorgequollen sind. So ist es nicht unwahrscheinlich, daß die große Spalte des Laki, aus welcher die Lavaströme vom Jahre 1783 geflossen sind, bereits während der Eiszeit Eruptionen gehabt hat, worauf die Neigung der Doleritströme schließen läßt, welche in der Nähe der Quellen des Hverfisfljót unter älteren und postglazialen Laven liegen. Mehrere glaziale oder präglaziale Vulkane vom Vesuvtypus sind noch, obwohl als Ruinen, erhalten, während Lavakuppeln von der Dyngjagestalt am besten bewahrt sind infolge ihrer großen Widerstandsfähigkeit der Erosion gegenüber und sich noch als schön geformte Lavakuppeln, die völlig den modernen Vulkanen dieser Art gleichen, vom Terrain abheben. Zuweilen sind die Kraterschlünde erhalten, wenngleich die meisten mit glazialem Schutte angefüllt sind. Wegen anderer Geschäfte hatte ich selten Zeit, diese Vulkane näher zu untersuchen. Im folgenden sollen nur die verschiedenen glazialen Vulkane aufgezählt werden, welche ich mehr durch Zufall entdeckt habe, als daß ich sie aufgesucht hätte; bei eingehenderen Untersuchungen werden unzweifelhaft noch mehrere gefunden werden.

In den vulkanischen Gegenden, nördlich vom Vatnajökull zwischen den Flüssen Skjálfandafljót und Jökulsá habe ich fünf glaziale Eruptionsstellen angetroffen. Am Kistufell befindet sich eine Doleritkuppel mit 2—3° Neigung, welche den Namen Urdarháls erhielt, und in welcher ich vom Gipfel des Trölladyngja aus einen großen, tiefen Schlund wahrnehmen konnte, der vielleicht ein Krater ist; im östlichen Abfall sind Spalten mit postglazialen Kraterreihen vorhanden. Vadalda, südlich vom Dyngjavatn, ist eine ähnliche, aber bedeutend größere Kuppel mit derselben Neigung von 2—3°. Die Oberfläche beider Kuppeln ist gescheuert und von heftigen Sandstürmen poliert, welche in diesen Gegenden so häufig auftreten. Der Grjótháls bei Eilifur ist eine Doleritkuppel von großer Ausdehnung mit 2° Neigung, in der Umgegend finden sich viele neue Spalten und Senkungen. Der Bláfjall und Sellandafjall, südlich vom Mývatn, sind ebenfalls alte, glaziale Vulkane, obwohl sie nicht Dyngjagestalt besitzen. Der oberste Teil des Sellandafjall besteht aus einem grobkörnigen, olivinreichen, geschrammten Dolerit; eine kesselförmige Vertiefung im Gipfel dieses Berges scheint ein alter denudierter Krater zu sein. Der oberste Teil des Bláfjall wird ebenfalls aus einem olivinreichem Dolerit, stellenweise mit großen, ausgeschiedenen Plagioklaskristallen, gebildet; die Oberfläche des Berges hat noch ihre Lavastruktur bewahrt und auf der südlichsten Spitze desselben befindet sich ein mächtiger, elliptischer Krater. Der Bláfjall besitzt eine Höhe von 1225 m ü. M. Ich halte den Krater vielleicht für einen präglazialen und nehme an, daß derselbe mit dem obersten Teil des Berges während der Eiszeit aus dem Binnenlandeise als Nunatak hervorgeragt hat und deshalb seine Lavastruktur bewahren konnte, während der Sellandafjall mit der

Höhe von nur 1002 m vom Eise gescheuert wurde. Die Gebirgsterrassen nordöstlich vom Bláfjall bestehen aus Dolerit, welches Gestein im obersten Teile der Búrfellsfjöll, sowie im Sellandafjall und Bláfjall auf Palagonitbreccie ruht. Seit den Ausbrüchen dieser Vulkane muß eine sehr bedeutende Erosion in Verbindung mit tektonischen Bewegungen stattgefunden haben. Ebenso ist es wahrscheinlich, daß die Dyngjufjöll bereits in der Eiszeit ein Ausbruchszentrum bildeten, gescheuerte Laven waren dort vorhanden, aber die Ausbruchsstellen habe ich nicht gefunden.

Die großen doleritischen Lavafelder der Melrakkasljetta müssen von mehreren Ausbruchsöffnungen herrühren, obwohl ich hier nur einen einzelnen, kleinen, glazialen Vulkan gesehen habe. Die äußerste nordwestliche Spitze der Halbinsel Raudinúpur wird durch eine kleine, 76 m hohe Doleritkuppel mit steilen Felsen nach dem Meere hinaus gebildet; ihren Namen hat diese Spitze nach den roten Abstürzen in den Abhängen erhalten, die aus dicken roten Schlackenlagen zwischen Doleritdecken mit einer schwachen Neigung von der Mitte der Kuppel auswärts, bestehen, in der sich ein großer Krater in Form einer regelmäßigen Schale befindet. In den Felsen nach der See hinaus nisten viele Seevögel und im Krater sind Fuchshöhlen vorhanden, für deren Bewohner diese Felsspitze ein ausgezeichnetes Jagdrevier abgeben muß. Unzweifelhaft wird man später auf Langanes mehrere glaziale Vulkane entdecken, die vielen roten Schlacken zwischen den Doleritlagen deuten darauf hin, daß sich in der Nähe Ausbruchsöffnungen befinden. Im Skálabjarg ist gegen O nach dem Meere hinaus eine große, hufeisenförmige, kraterähnliche Vertiefung vorhanden, andere habe ich nicht entdeckt, obwohl solche unzweifelhaft existieren; so finden sich auch wahrscheinlich in der Gebirgsgruppe am Gunnólfsvíkurfjall doleritische Ausbruchsstellen.

Die gewaltigen Doleritmassen, welche nördlich vom Hofsjökull angetroffen werden, rühren wahrscheinlicherweise von diesem Gletscherplateau her, jedoch liegen die Ausbruchsstellen vielleicht unter dem Eise; in den Höhenzügen bei Vatnahjalli ist vielleicht ebenfalls ein Eruptionszentrum vorhanden. Im Vestur-Skaptafellssyssel finden sich ziemlich ausgebreitete, doleritische Lavaströme; aber auch hier liegen die Ausbruchsstellen zum Teil unter dem Eise. Der plattenförmige Dolerit auf der Gebirgskette Björn erstreckt sich aufwärts nach dem Vatnajökull. Oberhalb Sida befinden sich zwei ziemlich flache Kuppeln Kaldbakur und Geirlandshraun, die aller Wahrscheinlichkeit nach doleritische Kuppelvulkane gewesen sind; mehrere andere Gebirge haben gewiß ebenfalls doleritische Ausbrüche gehabt, wie vielleicht der Berg Blængur, bei welchem ein doleritischer Lavastrom mit 10—15 m hohen Rändern vorhanden ist. Die größten glazialen Vulkane werden im südwestlichen Island, namentlich in dem angrenzenden Hochland angetroffen. Der Tindfjallajökull ist gewiß einmal in der Vorzeit ein gewaltiger, mit Eis bedeckter Vulkan gewesen, dessen mit Gletschern geschmückter Gipfel sich auf einem Plateau erhebt, das aus wechselnden Lagen von Tuff, Breccie, geschrammten Laven und alten Moränen aufgebaut ist; in postglazialer Zeit scheint dieser Vulkan keine Eruptionen gehabt zu haben. Der Eyjafjallajökull, von gleichem Bau wie der vorige, hat in historischer Zeit einige Ausbrüche aufzuweisen, zuletzt im Jahre 1822. Lyngdalsheidi, eine Vulkankuppel östlich vom Thingvallasee, hat bedeutende Ausbrüche in postglazialer, vorhistorischer Zeit gehabt, unter den neueren Laven findet sich gescheuerter Dolerit, und von diesem rührt gewiß ein Teil der Doleritströme her, die in Grimsnes stellenweise aus dem Erdreich zutage treten, obgleich wohl der größte Teil vom Hestfjall, einer Vulkanruine, stammt, die H. Pjetursson auch kürzlich untersucht hat[1]).

[1]) Oversigt over Vidensk. Selsk. Forhandl. Kopenhagen 1904, S. 251—53.

Auf der Halbinsel Reykjanes ist die Oberfläche derartig von neueren Laven überschwemmt, daß die Unterlage nur selten zum Vorschein kommt, weshalb ich auch nicht deutliche Doleritkuppeln entdecken konnte; möglicherweise ist die hier vorhandene Lava gleich den Lavaströmen der Jetztzeit, aus Spalten hervorgequollen. Der Berg Skálafell (574 m) bei Ölfus scheint jedoch eine alte Vulkanruine zu sein. Derselbe erhebt sich auf einem Plateau von grobkörniger, geschrammter Lava mit großen Olivinkristallen, und am Rande desselben finden sich noch viele tätige Solfataren. Die Lavaströme vom Skálafell scheinen ebenfalls durch den Lágaskard hinab und gegen NW zum Ölfus geflossen zu sein. Der Gipfel des Skálafell besteht ebenfalls zum größten Teil aus Dolerit, aber gegen S aus Tuff und Breccie; der Berg ist von der Erosion arg mitgenommen. Früher glaubte man, daß die mächtigen Doleritströme auf Mosfellsheidi und in der Umgegend von Reykjavik vom Vulkan Ok stammten, jedoch fand ich im Jahre 1898, daß dem nicht so war und daß dieselben von lokalen Ausbruchszentren herrühren müssen. Bereits im Jahre 1889 hatte ich bemerkt, daß ein großer Teil der Laven auf Mosfellsheidi vom Borgarhólar, südlich vom Grimmansfell, und vielleicht teilweise von einigen, weiter nach SO liegenden Höhen stammen müsse. Wie bereits erwähnt, sind mehrere doleritische Lavaströme von der Gebirgskette auf Snæfellsnes herabgeflossen, jedoch sind ihre Ausbruchsstellen noch nicht untersucht. Auf der nördlichen Seite des Kerlingarskard befindet sich einer der größeren Doleritströme, welche sich mit leicht gewölbter Oberfläche vom Meere zum Passe hinauf erstreckt, oben fand H. Pjetursson eine von der Erosion sehr mitgenommene Vulkanruine, von welcher dieser Strom höchstwahrscheinlich herrührt[1]), vielleicht gehört die gescheuerte Lava auf dem Lágafellsháls demselben Vulkangebiet an. Postglaziale Lava (Berserkjahraun) ist nördlich von der Gebirgskette einer Kraterreihe entströmt, welche in naher Verbindung mit dieser alten Ausbruchsstelle stehen muß. Im Sommer 1890 entdeckte ich auch, daß der Snæfellsjökull schon sehr frühzeitig seine vulkanische Tätigkeit begonnen hat, beträchtliche doleritische und basaltische geschrammte Lavaströme rühren von diesem großen Vulkan her, einer der größten Ströme ist abwärts nach Ingjaldshóll und Keflavík zu geflossen. Im Vorgebirge Olafsvíkurenni und am Fródárdalur wechseln gescheuerte Doleriten mit Tuff und Konglomeraten ab[2]).

In der Umgegend des Langjökull ist in der Doleritperiode die Ausbruchstätigkeit sehr rege gewesen. Schon früher habe ich die große Bruchlinie erwähnt, welche sich in einem Bogen hinter den Tälern des Borgarfjords nach dem Hrútafjördur hinauf erstreckt. Die Basaltlagen am Hvalfjördur und Borgarfjördur haben eine Neigung von 4—10° einwärts nach dieser Verwerfungslinie, die von Doleritlaven, neueren Tuffen und Moränen überdeckt ist. Auf der Bruchlinie sind vier Vulkane entstanden, nämlich Súlur, Ok, Dofinsfjall und Sljettafell. Súlur (1108 m) ist von mir 1898 bestiegen und untersucht worden, von H. Pjetursson im Jahre 1903[3]). Dieser Berg ist eine Vulkanruine aus Tuff und Breccie, stellenweise mit Überresten alter Doleritströme, häufig mit schönen Lavawellen auf der Oberfläche, bedeckt. Ok (1188 m) ist eine riesenhafte Doleritkuppel, welche große Lavaströme nach allen Seiten ergossen hat; mit ihrer Schneedecke und regelmäßigen Gestalt nimmt sich diese Kuppel von weitem prächtig aus. Ok besitzt, obwohl von größeren Dimensionen, eine große Ähnlichkeit mit dem Vulkan Skjaldbreid; derselbe hat gegen S eine Neigung von 8—10°, anderweitig 4—5°. Die Lavakuppel ist über Tuffgebirgen aufgebaut, welche aus den Seiten des Vulkans hervorspringen, und unter denen eins der bedeutendsten der Fanntófell gegen S ist, von welchem sich Tuffrücken am Vulkan hinauf

---

[1]) A. a. O., S. 221.

[2]) Geol. Iagttagelser paa Snæfellsnes, S. 40.

[3]) Geogr. Tidskrift XV (1899), S. 13 f. Oversigt over Vidensk. Selsk. Forh. 1904, S. 230.

erstrecken, welche ebenfalls von Doleritlava bedeckt sind; hieraus ist ersichtlich, daß das Zentrum des Vulkans Ok sich später gesenkt hat, worauf auch mehrere Spalten hindeuten. Die einzelnen, von diesem Vulkan stammenden Lavaströme erheben sich vom Terrain als zahlreiche geschrammte Rücken und Höhen, ein Strom ist in das Flókadalur hinabgeflossen, jedoch haben im übrigen die Terrainverhältnisse der Lava nicht gestattet die Täler zu erreichen. Bei den Skotmannsfjöll, kleinen Bergen aus Tuff und Konglomeraten, sind die Doleritströme gegen S gespalten, um sich wieder zu vereinigen, jedoch zeigen tiefe Niederungen um diese Berge, was für große Bergmassen die Gletscher der Eiszeit später fortgeführt haben. Viel unbedeutender sind die beiden doleritischen Ausbruchsstellen auf Tvídægra, wenngleich diese Doleritkuppeln der des Ok in Gestalt gleichen, obwohl dieselben viel flacher sind. Der Vulkan Sljettafell besitzt eine Neigung von 3—4°, der viel kleinere Dofinsfjall von 2—3°. Vielleicht ist der Eiriksjökull eine doleritische Ausbruchsstelle, jedoch noch nicht hinlänglich untersucht, auch sind möglicherweise Strútur, Hlödufell, Bláfjall und Jarlhettur Vulkanruinen und ursprünglich Ausbruchszentren für doleritische Laven gewesen, und es ist nicht unwahrscheinlich, daß noch mehrere unter den Eisfeldern des Langjökull verborgen sind. Auf der Ostseite des Langjökull befinden sich drei kuppelförmige Doleritvulkane in der Nähe vom Hvítárvatn. Baldheidi mit einer Neigung von 4°, ein zweiter, demselben ähnlich, aber etwas steiler (5—6°) oben im Rande des Langjökull und ein dritter südwestlich von Hvítárvatn auch im Rande des Gletschers. Dem zweiten ist ein ziemlich großer doleritischer Lavastrom (Leggjabrjótur) entflossen, dieser ist an der Oberfläche schlackig und ganz unverändert, hat keine Gletscherschrammen und ist darum vielleicht postglazial. An dem östlichen Ende dieses Lavastroms ist ein kleiner See vorhanden, der auf den Karten[1]) nicht angegeben ist. Anderweitig sind die Doleritströme dieser Vulkane gescheuert und stellenweise von grauen, erhärteten und geschrammten Moränen und Konglomeraten überlagert. Den südlichsten Lavavulkan Geldingafell bei Bláfellshálsar besuchte ich nicht (1888), aber die Wölbung ist den gewöhnlichen Doleritkuppeln sehr ähnlich[2]). Auf dem Doleritgebiet des Nordlandes, Skagi, sind einstweilen keine Ausbruchsstellen gefunden worden, da nur die Küste näher bekannt ist, des schlechten Wetters wegen konnte ich 1896 das Innere dieser Halbinsel nicht untersuchen. Th. Kjerulf erwähnt 1850 eine Doleritlava auf dem Rücken von Tindastóll, welche der von Reykjavík sehr ähnlich sieht und sich als ein Strom ohne Schlackenoberfläche verfolgen läßt. Auch teilt er mit, daß sich hier östlich von Skidastadir ein etliche hundert Fuß tiefer, kraterförmiger Einschnitt im Berge befinde[3]).

Zu den in postglazialer Zeit tätigen Vulkanen, die ebenfalls doleritische, geschrammte Laven ausgeworfen haben, muß der Öræfajökull gerechnet werden. Bei diesem Vulkan werden gleichfalls gescheuerte Doleritströme, unter anderen zwischen Hof und Hnappavellir angetroffen, dieser Dolerit tritt aus Tuff- und Brecciemassen von mehreren hundert Meter Mächtigkeit an die Oberfläche; ebenso soll in Ingólfshöfdi über der Breccie Dolerit vorhanden sein. Bei der Bestimmung des Alters der gescheuerten Laven in den eisgedeckten großen Vulkanen muß man vorsichtig zu Werke gehen, man kann nicht ohne weiteres bestimmen, ob dieselben glazial oder präglazial sind, auch können sie ebensogut postglazialen Ursprungs, nach der Eiszeit, sogar in historischer Zeit gebildet sein, da sich die auf einem Vulkan befindlichen Gletscher leicht verändern, indem dieselben bei Ausbrüchen völlig

---

[1]) Ebensowenig auf W. Bisikers Spezialkarte über Kjalvegur, da das sehr interessante Terrain nördlich vom Hvítárvatn auf dieser Karte nicht gemessen, sondern nur skizziert ist. W. Bisiker: Across Iceland, London 1902.

[2]) Andvari XV, 1889, S. 93, 97f. Geogr. Tidskr. X, S. 24.

[3]) Th. Kjerulf: Bidrag til Islands geognostiske Fremstilling. (Nyt Magazin for Naturv. VII, S. 48f.)

schmelzen und bei einem erneuerten Vorwärtsschreiten ganz neue Lavaströme scheuern können. Der hohe Snæfell, nördlich vom Vatnajökull, ist ebenfalls ein alter präglazialer oder glazialer Vulkan, auf dem zuletzt ein Liparitausbruch stattgefunden hat. Bei einem flüchtigen Besuch dort oben konnte ich keine geschrammten Laven entdecken, trotzdem ist ihr Vorhandensein nicht ausgeschlossen. In Kverkfjallarani, wo sich viele postglaziale Kraterreihen finden, wird vielfach unter der neueren Lava gescheuerter Dolerit angetroffen, jedoch sind die Ausbruchsstellen nicht bekannt. Unzweifelhaft wird man bei näherer Untersuchung viele Fundorte von alten Vulkanruinen in der isländischen Breccieformation finden.

Mit Rücksicht auf die Erscheinungen in der Doleritformation drängt sich die Frage auf, weshalb sich die Korngröße des Gesteins mit einem Male verändert, wenn eine lang andauernde Periode von dichten Basalten plötzlich von einer Ausbruchsperiode mit grobkörnigen Doleriten abgelöst wird, um wiederum vor neuen Ausbrüchen von dichten Basalten zu weichen. Gleichzeitig muß hervorgehoben werden, daß die intrusiven Massen in der Breccieformation — auch während der Doleritperiode — basaltisch sind.

Wie bereits erwähnt, hatte C. W. Paijkull (1865) erkannt, daß die doleritischen Laven aus jüngerer Zeit stammen und gescheuert sind, weshalb er dieselben für glazial, während der Eiszeit entflossen, hielt, ohne jedoch diese Annahme durch Beweise zu unterstützen. In den Jahren 1881—83 untersuchte ich die Umgegend von Reykjavík, die Gegenden am Thingvallasee und am Mývatn, sowie die ganze Halbinsel Reykjanes und fand, daß diese gescheuerten Laven eine sehr große Ausbreitung besaßen, damals war ich derselben Ansicht wie Paijkull, daß die Doleritlaven glazial seien[1]). Im Sommer 1884 untersuchte ich die gewaltigen Doleritmassen, welche den Untergrund des Odádahraun bilden, fand aber unter der Doleritformation nirgends Moränen oder Gletscherschliffe und hielt mich daher nicht mehr für berechtigt, dieselben für glazial zu erklären; da die Interglazialzeiten zu jener Zeit noch nicht erfunden waren, nannte ich die Doleriten damals und auch späterhin präglazial[2]), welche Bezeichnung Herr K. Keilhack im Jahre 1886 ebenfalls annahm[3]). Seitdem hat H. Pjetursson einige alte Moränen in Hreppar und anderweitig unter geschrammten Doleritströmen[4]) gefunden, und ich selbst hatte gescheuerten Tuff zwischen den Doleritlaven auf Mosfellsheidi und am Nordlingafljót angetroffen; hierdurch war der Beweis geliefert, daß die Dolerite teilweise glazial sind, wie ich vor dem Jahre 1884 annahm, die Hauptmasse scheint jedoch älteren Ursprungs zu sein, wenigstens fehlen einstweilen die Beweise für das glaziale Alter der mächtigen, alten Dolerite. Demzufolge ist es nicht mehr zweckmäßig, die Dolerite »präglazial« oder »glazial« zu zu nennen, vielmehr müssen dieselben ohne Rücksicht auf die Bestimmung des Alters nur »geschrammte Laven« oder »Doleritformation« heißen. Nach der Kenntnis, welche wir jetzt von der isländischen Geologie besitzen, ist es nicht angebracht, den Doleriten die Bezeichnung »interglazial« beizulegen, entweder muß die Hauptmasse derselben glazialen oder präglazialen Ursprungs, von der Übergangszeit zwischen dem Pliocän und Pleistocän, sein. Eine so lange Interglazialzeit ist in einem Lande mit dem Klima und der Lage von Island kaum denkbar, auch weist in den naheliegenden Ländern nichts auf eine so kolossale Unterbrechung der Eiszeit hin. Was die isländische Doleritformation mit den dahin gehörigen Bildungen so eigentümlich macht, ist das unausgesetzte Zusammenwirken von Eis und Feuer, Gletschern und Vulkanen, welches hier im späteren Abschnitt der geologischen Geschichte von Island stattgefunden hat. Die neueren isländischen Formationen

[1]) Th. Thoroddsen: Vulkanerne paa Reykjanes (Geol. Fören. Förhandl. VII, Stockholm 1884, S. 155).
[2]) Pet. Mitt. 1885, S. 331.
[3]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. XXXVIII, 1886, S. 394.
[4]) The glacial Palagonite-Formation of Iceland (The Scott. Geogr. Magaz. 1900, S. 265—93).

bestehen aus einer Mischung von Laven, Tuffen, Breccien, Moränen, geschrammten Geschieben, fluvioglazialen Bildungen, sowie aus Konglomeraten, die während der regnerischen, die Eiszeit einleitenden Zeiten entstanden. Könnte man einen der großen isländischen, mit Gletschern bedeckten Vulkane durchschneiden, würde man, wie früher erwähnt, unzweifelhaft abwechselnde Lagen aller dieser Bildungen finden, wie ja dem ähnliches auch in den Andes[1]) angetroffen ist.

Subglaziale Eruptionen. Zum Schlusse will ich noch bemerken, daß eine gewisse Möglichkeit vorhanden ist, daß die Dolerite teilweise glazial oder vielmehr subglazial seien, nämlich Laven, die früher oder später unter dem Binnenlandeis geflossen sind; in diesem Falle würde unstreitig vieles erklärt werden, was rätselhaft erscheint, jedoch spricht auch vieles dagegen. Schon damals, als ich die Dolerite zu untersuchen begann, drang sich mir dieser Gedanke auf, aber ich sah bald ein, daß demselben zu wenige zuverlässige Beobachtungen zugrunde lägen, unter andern kennt man von den eisgedeckten Vulkanen der Jetztzeit nur Ascheneruptionen mit Bomben, Schlacken usw., wohingegen man nicht mit Sicherheit aus solchen Vulkanen Lavaströme fließen sah. Faktisch wissen wir nichts über die Tätigkeit der Vulkane unter einer mächtigen Eisdecke. Die bekanntesten isländischen Gletschervulkane befinden sich in oder bei den Rändern der Eisfelder, und sowohl der Öræfajökull, wie der Eyjafjallajökull besitzen eine besondere Eisdecke, welche im Verhältnis zu dem eigentlichen Binnenlandeis von geringer Mächtigkeit ist. Während der Ausbrüche dieser Vulkane wird die Ausbruchsstelle eisfrei, die Gletscher der Vulkane werden zertrümmert und Wasserfluten mit Eisstücken überschwemmen das Tiefland. Diese Ausbrüche sind immer sehr gewaltsam, von heftigen Explosionen mit lautem Knallen und donnerartigem Getöse über das ganze Land und Aschenregen begleitet. Das unausgesetzt zuströmende Wasser verursacht Explosionen und Zerteilung des Magma zu Asche und Schlacken. Häufig haben auch Ausbrüche im Vatnajökull unter dem eigentlichen Binnenlandeis stattgefunden, dieselben sind aber bisher immer zahmer Natur gewesen. Während dieser Ausbrüche steigt auf kürzere oder längere Zeit eine Aschensäule vom Eisfeld in die Höhe, welch letzteres verhältnismäßig unbedeutenden Veränderungen unterworfen ist; einige Flüsse schwellen an und zertrümmern Gletscher, welche weit von der Ausbruchsstelle entfernt sind, während der Ausbruch selbst meistens von geringer Bedeutung zu sein scheint. Diese subglazialen Ausbrüche gleichen in vielem den submarinen Ausbrüchen auf tiefem Wasser, und wir wissen nichts darüber, was auf der eigentlichen Ausbruchsstelle vor sich geht. Es ist durchaus nicht undenkbar, das ein aus der Erde hervorquellender Lavastrom auf eine so mächtige Eisdecke stößt, daß er sie nicht zu schmelzen vermag und unter derselben weiterfließt, indem er sich wie die intrusiven Magmaströme verhält, welche zwischen Basaltlagen oder sedimentäre Lagen eindringen, in welchem Falle das Eis die Rolle des passiven Gesteins spielt. Der Lavastrom würde selbstverständlich der Erdoberfläche oder der Grenze zwischen jener unter dem Eise folgen. Unter den geschrammten Doleritlaven habe ich niemals Blocklaven (apalhraun), sondern immer nur Plattenlaven (helluhraun) gefunden. Die isländischen Doleritlaven scheinen in petrographischer Hinsicht den doleritischen »sills« zu gleichen, welche innerhalb der schottischen Basaltformation so allgemein vorkommen; dieselben sind grobkörnig, weil sie während der Erstarrung einem beträchtlichen Drucke ausgesetzt waren. Im Grunde scheint es ebenso denkbar, daß Lavaströme unter dem Binnenlandeis an der Erde entlang, wie auf dem Meeresboden geflossen sind, submarine Laven sind ja vielfach bekannt. Der Druck, welchen die überliegenden Eis-

[1]) J. S. Diller: Mount Shasta (National Geogr. Monogr., Bd. I. 1895, S. 237—68). I. C. Russell: Volcanoes of North America, New York 1897, S. 227 f.

massen ausüben, ist zwar nicht zu vergleichen mit dem Drucke, den Lavaströme bei dem Eindringen in viele hundert Meter dicke Basaltgebirge zu überwinden haben, dennoch scheint die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß die Dolerite subglazial sind, was ich nur bemerke, um die Aufmerksamkeit auf diese Verhältnisse zu lenken und das Interesse zu wecken, Beweise dafür oder dagegen zu sammeln. Wie aus dem vorangegangenen hervorgeht, ist man noch weit entfernt, Klarheit über die geologischen Verhältnisse der Doleritformation erlangt zu haben, weshalb es notwendig ist, ihre Entstehung von verschiedenen Gesichtspunkten aus zu beleuchten, sowie spezielle Untersuchungen über das Verhalten der Dolerite zu anderen Bildungen in den verschiedenen Teilen des Landes anzustellen.

In der geologischen Geschichte von Island machen sich zwei Zeitgrenzen für die vulkanische Produktion bemerkbar, wo sich die normale basaltische, welche in der tertiären Periode sowie in der Jetztzeit die herrschende ist, plötzlich verändert. Zuerst wird die Lavaproduktion zurückgedrängt und die ungeheuren Massen von Bruchstücken, Asche und Schlacken, aus denen die Palagonitformation besteht, werden aufgehäuft, worauf sich später die Produktion wiederum verändert und die Breccien von Doleritlaven übergossen werden. Die Ursachen dieser Veränderungen kennt man nicht; in chemischer und mineralogischer Beziehung ist die vulkanische Produktion seit den ältesten Zeiten bis auf den heutigen Tag dieselbe geblieben, nur die Struktur und Größe des Kornes haben sich verändert. Da Island in der Übergangsperiode vom Miocän zum Pliocän in der Mitte sich gesenkt hatte und infolgedessen enorme offene Spalten im vulkanischen Gürtel entstanden, läßt es sich denken, daß große Wassermassen während längerer Zeiträume leichteren Zugang zu dem glühenden Magma hatten als vordem, wodurch Explosionen und eine vermehrte Zerteilung des Magma erfolgte. In diesem Umstand muß die Veranlassung zur Bildung der ungeheuren Tuff- und Brecciemassen gesucht werden, da Lavalagen auf der Oberfläche zu den seltenen Erscheinungen gehörten, wohingegen intrusive Lagen desto häufiger auftraten. Es muß jedoch eingeräumt werden, daß man in Wirklichkeit noch ebensowenig die Ursachen zur Bildung der Palagonitformation als zu dem allgemeinen Vordrängen und Innehalten der Doleritlaven kennt.

3. Glaziale Bildungen.

Ältere Moränen. Wie es sich erwarten läßt, werden in Island verschiedenartige Spuren der Eiszeit ebenso häufig angetroffen, wie in anderen nördlichen Ländern. Diese Merkmale der Gletscher der Eiszeit, wie Moränen, Wanderblöcke, Gletscherschliffe und dergl. mehr, sind jedoch niemals systematisch untersucht worden und von den meisten Geologen, welche Island besucht haben, sind nur allgemeine Bemerkungen und wenige vereinzelte Beobachtungen vorhanden. Man hat noch keinen Versuch gemacht, eine eingehendere Klassifikation der Ablagerungen der alten Gletscher vorzunehmen und ist nicht den Spuren der Eisbewegung gefolgt, so daß man hieraus sichere Schlußfolgerungen über verschiedene aktuelle Fragen, die glaziale Geologie betreffend, entnehmen könnte. Hier ist noch ein weites Feld für zukünftige Untersuchungen vorhanden, namentlich da sowohl die älteren wie die jüngeren Moränen mit vulkanischen Tuffen und Breccien vermischt sind und nicht selten zusammen mit Konglomeraten und fluvioglazialen Bildungen auftreten und ebenfalls mit älteren und jüngeren Lavaströmen abwechseln. Erst in den letzten Jahren hat man nähere Kenntnis von den ältesten isländischen, glazialen Bildungen, alten Moränen in den oberen Niveaus der Palagonitformation, erhalten, die besonders von dem isländischen Geologen Helgi Pjetursson studiert worden sind.

Bereits in den Jahren 1791—94 bemerkte Sveinn Pálsson Konglomerate am südlichen Tiefland; später werden dieselben 1847 von Sartorius v. Waltershausen, sowie

von Winkler 1858 erwähnt und bei dem Eyjafjöll von K. Keilhack 1883 untersucht; letzterer ist der erste, welcher die merkwürdige Ähnlichkeit der Konglomerate mit modernen Moränen hervorhebt, aber geneigt ist, sie für tertiär zu halten, da er über denselben mächtige Komplexe von Doleriten und Basalten fand[1]. Seitdem habe ich an vielen Orten Konglomerate gefunden, so im Thjórsárdalur, in Fljótshlid und Skaptafellsýssla, bei Mýrar und Snæfellsnes, sowie auf dem Hochlande. Da die Konglomerate meistenteils von gescheuertem Dolerit bedeckt sind, schien es mir am wahrscheinlichsten, daß sie von Flüssen vor der Eiszeit oder vom Beginn derselben stammen, da sie häufig ein fluvioglaziales Aussehen haben. Auf Snæfellsnes und Mýrar fand ich 1890 an vielen Stellen mächtige Konglomeratbildungen, von denen einige entstanden zu sein schienen, bevor die Halbinsel Snæfellsnes ihre jetzige Gestalt erhielt, weshalb ich dieselben für analog mit der diluvialen Nagelfluh[2]) der Alpen schätzte. Andere auf der Südseite der Halbinsel und bei Mýrar sind jüngeren Ursprungs. Im Jahre 1893 fand ich in Fljótshlid eine ganze Reihenfolge von Bildungen, die Moränen ähnlich sahen und in hohem Grade denen glichen, welche Keilhack bei den Eyjafjöll entdeckte und die auch hier mit basaltischen und doleritischen Strömen[3]) abwechselten. In der Gegend bei Merkjá fand S. Pálsson bereits 1791 Konglomerate. Ebenso traf ich im Sommer 1893 bei Skælingar im inneren Hochlande mitten in der Breccie- und Tuff-Formation ein prächtig geschrammtes Niveau und über demselben Konglomerate sowie 200—300 m dicke Tuff- und Breccielagen, in denen die eingelagerten, häufig abgerundeten Steine deutliche Merkmale von der Einwirkung des Flugsandes aufwiesen[4]). Über dieser Breccie findet sich bei Sydri-Ofæra und anderweitig gescheuerter Dolerit[5]). Bei Núpsstadur ist der Gebirgsrand mit Basalt bedeckt, unter welchem sich jedoch eine schichtweise geteilte Breccie findet; in dem palagonitischen Bindemittel sind eine »Menge Rollsteine von der Größe einer geballten Faust vorhanden, zwischen welchen aber auch viele kleine und große eckige Steine vorkommen, die anscheinend nicht an irgendwelchem rollenden oder abschleifenden Prozeß beteiligt gewesen sind«[6]), jedoch bemerkte ich nicht an diesen Steinen zweifellose Schrammen oder Gletscherschliffe. Im Jahre 1896 fand ich nördlich vom Hofsjökull sehr ausgedehnte Breccien und Konglomerate auf gescheuertem Dolerit ruhend[7]), und 1898 auf Mosfellsheidi Breccien, die geschrammt waren und auf gescheuertem Dolerit ruhten[8]).

Im Sommer 1899 entdeckte H. Pjetursson in Hreppar zwischen Konglomeraten und Breccien unzweifelhafte gekritzte Gletschergeschiebe, und mit diesem interessanten Funde war demnach der Beweis geliefert, daß diese Breccien und Konglomerate zum Teil wirklich von alten Gletschern herrührten[9]). Diese glazialen Bildungen bestehen teils aus fluvioglazialen Konglomeraten, teils aus Breccien mit eckigen und abgerundeten Steinen mit Eisschrammen und einer graulichen Grundmasse, die mit geschrammten Doleriten, vulkanischen Tuffen und Breccien abwechselt. Nach der Entstehung dieser Moränen ist die Gegend einer bedeutenden Erosion und tektonischen Bewegungen ausgesetzt gewesen. Später hat H. Pjetursson an verschiedenen Stellen auf dem Nordlande und Snæfellsnes ähnliche

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. XXXVIII, 1886, S. 384 f.

[2]) Geol. Iagttagelser paa Snæfellsnes. (Bih. till. K. Sv. Vet. Akad. Handl., Bd. XVII, Afd. II, Nr. 2, 1891. S. 30—37, 93—95. Geogr. Tidskr. XI, 1892, S. 144—46.)

[3]) Geogr. Tidskr. XII, 1894, S. 203.

[4]) Ebenda S. 204.

[5]) Ebenda S. 216.

[6]) Ebenda S. 205.

[7]) Geogr. Tidskr. XIV, 1897, S. 23.

[8]) Ebenda XV, 1899, S. 14.

[9]) The glacial palagonite-formation of Iceland (The Scottish Geogr. Magaz. 1900, S. 265—93). Moræner i den islandske Palagonitformation (Overs. Vidensk. Selsk. Forhandl., Kopenhagen 1901, S. 147—70).

Bildungen gefunden, welche im allgemeinen den oberen Niveaus der Breccieformation angehören, und der Beschreibung nach scheint die Mächtigkeit der zweifellos altglazialen Moränen im Verhältnis zu den ungeheuren vulkanischen Tuff- und Brecciemassen nur gering zu sein. Aus seinen Beobachtungen zieht H. Pjetursson ziemlich weitgehende Schlußfolgerungen, das Alter und die Bildung der Palagonitformation betreffend, indem er annimmt, daß Island mehrere Interglazialzeiten gehabt habe und daß während einer von diesen, der »großen Interglazialzeit«, das ganze Land eisfrei gewesen und der größte Teil der gewaltigen Doleritformation entstanden sei. In dieser Hinsicht bin ich jedoch nicht einig mit H. Pjetursson, auch reichen die vorhandenen Beobachtungen nicht zur Begründung so weitgehender Schlußfolgerungen hin. Obwohl viele der beschriebenen Breccien und Konglomerate zweifellos unter dem Einfluß der Gletscher entstanden sind, müssen jedoch auch viele der sogenannten Moränen angezweifelt werden, und einige Konglomerate sind sicherlich nicht glazialen, sondern tertiären Ursprungs. In verschiedenen grauen Konglomeraten hat H. Pjetursson sogar in der Basaltformation sogenannte Scheuersteine gefunden, die nicht einwandfrei sind, und bekanntlich brauchen die gekritzten Geschiebe nicht immer glazialen Ursprungs zu sein, derartige fand z. B. A. Penck in miocänen Konglomeraten[1]. Wo mächtige Basalt- und Doleritmassen auf Lagen von Konglomeraten mit toniger Grundmasse ruhen, kann es wohl kaum vermieden werden, daß unter dem enormen Drucke einige Geschiebe in den sich setzenden tonigen Ablagerungen gekritzt werden.

Im inneren isländischen Hochlande sind jüngere Moränen an der Oberfläche sehr verbreitet, was namentlich in den Basaltgegenden der Fall ist, während in den Brecciegegenden außerordentlich viele Veränderungen durch Ausbrüche und Erosion stattgefunden haben, so daß die glazialen Bildungen nur selten zutage treten. Zwischen den Flüssen Jökulsá und Skjálfandafljót sind bekanntlich bedeutende Areale (4300 qkm), mit moderner Lava gedeckt, vorhanden, während an den Rändern des Odádahraun geschrammte doleritische Laven sichtbar sind, auf denen stellenweise erhebliche Überreste von alten Grundmoränen, besonders im westlichen Teile längs des Flusses Skjálfandafljót und nordwestlich vom Sellandafjall angetroffen werden. Östlich von der Jökulsá sind große Strecken mit Flugsand bedeckt, der hauptsächlich durch Verwitterung des Palagonittuffes entstanden ist. Westlich vom Vatnajökull ist die Umgegend der Fiskivötn teils von Lavaströmen, teils von ungeheuren Massen Flugsand bedeckt, der die älteren glazialen Bildungen völlig verhüllt. Westlich von den Flüssen Thjórsá und Skjálfandafljót ist das isländische Hochland hauptsächlich von glazialen Bildungen bedeckt, obwohl auch hier weite Strecken von Lavaströmen und Mooren eingenommen werden. Die alten Grundmoränen des Hochlandes treten nicht in zusammenhängenden Decken auf, sondern sind durch Sande und neueren Detritus getrennt; das Material besteht aus grobem Schutte mit abgestoßenen, teilweise gekritzten Steinen, stellenweise sind auch dazwischen tonige Partien vorhanden. Die ursprünglichen Moränen sind vielfach sehr verändert, indem das Material umgelagert und ausgewaschen ist; große Sandflächen sind entstanden, die unausgesetzt von den Gletscherflüssen der modernen Gletscher umgearbeitet und von den Gletscherbächen mit Ton überlagert, sowie mit vulkanischem Staube und Steinpartikeln, die der Frost lossprengt, vermischt werden. Auch ist es wahrscheinlich, daß die Grundmoränen schon damals umgearbeitet wurden, als die ursprüngliche Eisdecke im Begriff war sich zurückzuziehen. Die ursprünglichen Verhältnisse lassen sich daher nicht leicht feststellen. An anderen, von den modernen Gletscherkuppeln entfernter liegenden Orten sind die Verhältnisse weniger kompliziert und die Veränderungen geringfügiger. Die Vertiefungen des Hochlandes sind mit Gletscherschutt,

[1] Pseudoglaziale Erscheinungen (Das Ausland Nr. 33. 18. August 1884, S. 641—46).

der mit Ton vermischt ist, angefüllt, und bei einer nicht allzu bedeutenden Höhe über dem Meere sind in derartigen Gegenden ausgedehnte Moore oder große Seengruppen entstanden, wie auf Arnarvatnsheidi, Mývatnsheidi und Jökuldalsheidi. Bei näherer Untersuchung wird es sich zweifellos zeigen, daß die ursprünglichen Moränenmassen auf weiten Strecken durch ältere und jüngere Gletscherflüsse umgelagert und verändert worden sind; noch jetzt bilden die Gletscher des Hochlandes häufig Gletscherseen, die bald verschwinden und Tonflächen hinterlassen, welche wiederum von gröberem Flußgeröll bedeckt werden. Natürlicherweise ist die Mächtigkeit der glazialen Bildungen des Hochlandes sehr verschieden, aber nur äußerst selten werden gute Profile angetroffen.

Stellenweise findet man auf dem Hochlande, daß die tonige Grundmoräne in ein hartes Konglomerat verwandelt ist, so berichtet Th. Kjerulf von Arnarvatnsheidi und Holtavörduheidi: »Als neuere Bildung wird in kleinen Talschüsseln auf dem Plateau, sowie hier und da unten in den Tälern ein hartes, grobes Konglomerat, mit einem tonartigen Bindemittel mit Rollsteinen, angetroffen, das dem loseren Friktionsdetritus entspricht[1].« Ähnliche Bildungen fand ich mehrfach auf Arnarvatnsheidi und Tvídægra 1898; am Nordlingafljót, nördlich vom Saudafell kommen diese grauen Konglomerate unter gescheuertem Dolerit und auf einem älteren gescheuerten Doleritstrom ruhend, vor. In den Gebirgsabhängen bei Hrefnubúdir findet sich diskordant auf der Palagonitbreccie eine neuere spätglaziale Konglomeratbildung, welche aus abgestoßenen und abgerundeten Basaltbruchstücken mit grauem, tonartigem Bindemittel besteht. Die in den Konglomeraten enthaltenen Basaltstücke scheinen ursprünglich von älteren, aufgeriebenen Lagen von Palagonitbreccie herzurühren; etliche Stücke sind an den Seiten mit Tachylytkrusten versehen, was bei den in der Palagonitbreccie vorkommenden Basaltbruchstücken gewöhnlich der Fall ist. Daß diese Konglomerate diluvialen Ursprungs sind, zeigt sich sehr deutlich etwas weiter nordöstlich am Beginn des Fródárdalur im sogenannten Raudafell. Dieser Berg besteht hauptsächlich aus Palagonitbreccie, Tuff und diluvialen Konglomeraten, welche von gescheuertem Dolerit bedeckt sind, und auf diesen ruhen diskordant die neueren graulichen Konglomerate. Ähnliche glaziale Konglomerate und Breccien habe ich bei Baldheidi, Thverbrekkur und westlich vom Kjalhraun über und unter den Doleriten gefunden. Als ich im Sommer 1888 diese interessante Gegend besuchte, hatte ich leider keine Zeit für eine genaue Untersuchung. In den Bergen in der Nähe von Hvítárvatn wechseln vulkanische Tuffe und Breccien mit glazialen Konglomeraten und Jökulhlaupbildungen ab, und man findet auch glazial-lakustrine Tone und Gerölle. Vier alte Strandlinien übereinander sind an Hrefnubúdir und anderen Orten deutlich. Hvítárvatn war früher ein glazialer Stausee. Das Schmelzwasser vom östlichen Langjökull wurde von großen Gletscherzungen, die vielleicht von Hofsjökull ausgingen, spät in der Eiszeit aufgestaut[2]).

Wie auf dem Hochlande selten ausgeprägte End- und Seitenmoränen, sondern nur mehr oder weniger umgebildete Grundmoränen angetroffen werden, so gilt dasselbe auch von einem großen Teile des tiefer liegenden Landes. Als die Eiszeit ihren Höhepunkt erreicht hatte, war Island völlig eingehüllt in eine Eisdecke, aus der nur hier und da in der Nähe des Randes einzelne kleine Spitzen und Vorgebirge hervorragten, weshalb auch hier wie auf dem Inlandeis von Grönland geringe Veranlassung zur Bildung von Oberflächenschutt vorhanden war, Grundmoränen spielten die Hauptrolle. Wahrscheinlich haben sich die Gletscher des Hauptlandes nach allen Seiten in das Meer hinauserstreckt, wo sie dann »gekalbt« haben. Die in den Tälern und Tiefländern vorhandenen Seiten- und Endmoränen stammen aus späteren Zeiten, als sich das Eis zurückzog; dieselben konnten sich nur da

[1]) Bidrag til Islands geognostiske Fremstilling. S. 46.
[2]) Näheres über diese Gegend in Andvari XV, 1889, S. 88—114.

bilden, wo die Gletscher zeitweise stationär blieben. Auf der nordwestlichen Halbinsel herrschten andere Verhältnisse; dieser abgesonderte Landesteil besaß ebenfalls eine Eisdecke für sich, die jedoch kaum so mächtig gewesen sein kann wie das Eis des Binnenlandes. Die Konfiguration und Skulptur des Nordwestlandes hat sich ebenfalls von der des Hauptlandes unterschieden; ebenso wie heutzutage war das Hochplateau eben mit scharf geschnittenen Rändern, und wahrscheinlich hatten sich schon damals die Täler im wesentlichen entwickelt. Von der Eisdecke des Nordwestlandes haben sich mehrere kleinere Gletscher mit dazwischenliegenden eisfreien Rücken in das Meer hinaus erstreckt, weshalb auch in diesem Teile des Landes alte Seiten- und Endmoränen viel häufiger vorkommen als im Hauptlande. Während der späteren negativen Verschiebung der Strandlinie ist auch hier, wie in anderen Gegenden des Landes ein beträchtliches Moränenmaterial durch die Tätigkeit des Meeres umgebildet worden. Die Moränen der Tiefländer und Täler, sowie die Bildungen der Hochländer sind einstweilen noch sehr unzulänglich bekannt und überhaupt ist die Kenntnis der isländischen glazialen Formationen auf vereinzelte, zufällige Beobachtungen basiert, und bisher ist noch gar kein Versuch gemacht worden, die Lagerung an den einzelnen Lokalitäten näher zu untersuchen und aufzuklären, wie sich letztere zueinander verhalten.

Im südlichen isländischen Tieflande kommen Moränen nur mitunter zum Vorschein. Keilhack bemerkte auf der 16 km langen Strecke von Skálholt bis Uthlid, zwischen den Flüssen Brúará und Tungnaá (wahrscheinlich Tungufljót) eine nur stellenweise von Mooren unterbrochene, zusammenhängende Moräne, deren Oberfläche mit prächtig gescheuerten Steinen bedeckt war[1]). In diesem Tieflande sind im allgemeinen Glazialbildungen selten an der Oberfläche sichtbar, sondern liegen meistens unter neueren Alluvialbildungen, Laven und Mooren verborgen, auch sind dieselben vom Meere umgearbeitet und von marinen Bildungen während eines höheren Meeresstandes am Schlusse der Eiszeit bedeckt, auch werden hier äolische Bildungen, Tuffsand und Flugsand vom Hochlande, in Gestalt von »móhella«, in mächtigen Lagen angetroffen. Gletscherschutt habe ich in größter Menge in Grimsnes und Tungur, sowie in Holt unter »móhella« angetroffen.

In den Tälern des Nordlandes und längs der Fjorde kommen beträchtliche Moränenmassen besonders häufig vor; dieselben sind von den Flüssen in Terrassen durchschnitten und umgelagert, sowie von den Bächen bearbeitet worden, wie z. B. am Hrútafjördur und im Vididalur. Ebenso sind die niedrigeren Gebirgsrücken zwischen den Tälern mit glazialem Schutte bedeckt, der sich ebenfalls in großen Massen über das Tiefland innerhalb des Húnafjördur ausbreitet, woselbst er jedoch durch die Tätigkeit des Meeres und der Flüsse umgelagert worden ist. Die Mündung des Vatnsdalur ist von einer alten Endmoräne gesperrt, die aus unzähligen einzelnen kleinen Hügeln, wie nebeneinander liegende Maulwurfshügel, besteht; auch haben große Bergstürze, zum Teil in historischer Zeit, zur Bildung dieser eigentümlichen Reihe von Schutthügeln beigetragen. Im Tale sind schöne Gletscherschliffe, in der Richtung auf die Moräne zu, also vom Tale nach außen, besonders zahlreich vorhanden; die Gletscherbewegung von der Gebirgsterrasse östlich vom Vididalsfjall ist auch abwärts auf die Moräne zu gerichtet gewesen, worauf die nach NNO laufenden Eisschrammen, welche mit den Gletscherschliffen des Tales konvergieren, hindeuten. In den zahlreichen Tälern des Skagafjords ist ebenfalls eine Masse glazialer Schutt vorhanden, namentlich in den kleinen Tälern auf der Halbinsel zwischen diesem Fjorde und dem Eyjafjördur; in Stifla erstreckt sich eine 60—120 m hohe Moräne quer über das Tal, mit einem See dahinter, und setzt sich mit erheblicher Mächtigkeit längs der Gebirgsabhänge

[1]) Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesellschaft 1886, S. 440.

in Fljót fort. Nördlich von der Mündung des Miklavatn beim Gehöft Hraun sind große Moränenhaufen mit einem See (Narfatjörn) vorhanden, auch ist das Flókadalur durch einen Moränenrücken gesperrt. Im Öxnadalur finden sich bei Hraun die früher erwähnten ungeheuer großen Haufen von Felsblöcken, welche wahrscheinlich in der Vorzeit über einen Firnhaufen herabgerollt sind, der sich lange nach der Eiszeit in einem tiefen Becken erhalten hat, ähnliche werden im Svarfadardalur und anderweitig angetroffen. Quer durch das Haupttal des Eyjafjördur zieht sich bei Hólar eine mächtige Mauer aus Moränen, und die Mündung des Nebentals Villingadalur ist ebenfalls mit mächtigen Moränen angefüllt, hinter diesen beiden Moränenmauern sind Seen vorhanden. Ebenso finden sich in den Tälern um den Eyjafjördur alte, von Flüssen durchschnittene Moränen, namentlich im Hörgártal und Fnjóskártal. Bei Mödruvellir durchbricht der Fluß Hörgá hohe Schutthügel; hier wird die Unterlage dem Basalt zunächst von einer 1—1½ m dicken Tonlage gebildet, auf welcher wiederum 5—10 m mächtige Schuttmassen, aus gerollten, abgestoßenen und geschrammten Steinen bestehend, ruhen, die wieder von Sand, mit Ton vermischt, gedeckt sind. Höher oben im Tale ruht der Schutt unmittelbar auf dem Basalt und der Ton fehlt; die eckigen, nur wenig abgerundeten Steine sind hier überwiegend, wohingegen weiter unten Rollsteine häufiger angetroffen werden. Besonders mächtig sind die losen Massen im Fnjóskártal, woselbst sich große Seitenmoränen mit erratischen Blöcken und dicke Schuttterrassen finden, die von den Flüssen bearbeitet sind. Der Schutt ist von den Gletschern der Eiszeit vom Hochlande durch die Nebentäler, namentlich Bleiksmýrardalur, das längste von diesen, hinabgeführt worden, und nahe bei der Mündung des letzteren sind ebenfalls mächtige Schuttmassen vorhanden. Nirgends sind die Moränen jedoch so umfangreich wie in der Nähe des Gehöfts Gardur, wo der Fluß Fnjóská plötzlich nach W umbiegt und die Gebirge zum Eyjafjördur durchbricht. Hier sind während der Eiszeit große Gletscher aufeinander gestoßen, der eine kam vom Fnjóskártal mit der Bewegung nach N, ein anderer bewegte sich vom Flateyjartal nach S und ein dritter von Gönguskörd nach W. Auf der Stelle, wo sie östlich von Dalsmynni einander trafen, haben sich die Moränen der drei Gletscher zu hohen Gebirgen aufgetürmt und beim Schmelzen der Gletscher das Wasser im Fjnóskártal aufgestaut, infolgedessen sich ein langer und tiefer See bildete (Kap. I).

Im Passe Ljósavatnsskard, der quer durch die Gebirge führt, haben sich größere Moränenmassen angesammelt, in welchen sich tiefe und große trichterförmige Wasserlöcher und Teiche finden, auch sind hier große erratische Blöcke allerwegen umhergestreut. Auf den Sanden bei den großen Schreitgletschern im Südlande, bilden sich, wie bereits erwähnt, ähnliche Wasserlöcher noch sehr häufig da, wo nach einem Gletscherlauf große Eisstücke liegen geblieben und geschmolzen sind; so entstehen auch tiefe Schüsseln oder trichterförmige Löcher in den Moränen, wo sich unter dem Schutte lange Zeit hindurch festes Eis erhalten hat, aber doch zuletzt geschmolzen ist; derartige Wasserpfützen kommen oft in den Moränen der Eiszeit vor, so auch im Hörgártal. Die östlich vom Bárdartal zunächst liegenden niedrigen Gebirgsarme sind ebenfalls mit altem Gletscherschutt und erratischen Blöcken gedeckt; auf Mývatnsheidi finden sich vereinzelte Rücken mit Heidekraut bewachsen, die wahrscheinlich alte Moränen sind. Im Adalreykjadalur erstreckt sich eine Reihe Schutthügel, vielleicht eine Endmoräne, quer über das Tal oberhalb von Einarstadir, und ähnliche Hügel werden ebenfalls im Laxárdalur bei Thverá angetroffen.

Auf den Hochebenen östlich von der Jökulsá ist die Oberfläche fast überall von Flugsand und »móhella« gedeckt, unter welchen stellenweise in den Klüften glazialer Schutt und erratische Blöcke sichtbar sind; selten kommen Moränen auf der Oberfläche zum Vorschein, erst weiter nördlich, z. B. im Morilludalur und Búrfellsheidi treten dieselben in größerer Menge auf. In dem langgestreckten Jökuldalur auf dem Nordostlande sind sehr

beträchtliche, zuweilen über 100 m mächtige Moränenmassen sowie zahlreiche erratische Blöcke in der Oberfläche vorhanden; solche Blöcke messen häufig 1—2 m im Durchschnitt, zuweilen auch sehr viel mehr. Außer Basaltblöcken werden auch etliche Blöcke aus Breccie und Dolerit angetroffen, und diese Blöcke müssen aus fernen Gegenden stammen. Der innere Bau der Moränenmassen ist in den vielen Durchschneidungen sichtbar, welche in diesem Tale so häufig vorkommen. Die Zusammensetzung ist ziemlich verschiedenartig und besteht aus unregelmäßig gelagerten Schuttmassen, geschrammten Blöcken, Sand, Ton und »móhella«. Im Fljótsdalur befindet sich der langgestreckte Binnensee Lagarfljót, ein Felsenbecken mit Umgebungen von gescheuertem Basalt, die Moränen spielen hier verhältnismäßig eine untergeordnete Rolle, wahrscheinlich sind dieselben während der Eiszeit von dem mächtigen Gletscher in das Meer hinausgeführt worden. In dem nahe gelegenen Skriddalur findet sich vor einem kleineren Binnensee eine vielfache, unregelmäßige Reihe von Endmoränen und in einem Seitental (Stuttidalur) sind ebenfalls mächtige Moränen quer den anderen vorhanden. In den südlicheren Tälern von Austfirdir, welche sämtlich mit halbkreisförmigen, amphitheatralisch ansteigenden Karen endigen, sind in der Regel die Moränenmassen von geringerer Bedeutung, fast sämtliches Material ist während der Eiszeit in das Meer hinausgefegt. Dagegen sind die glazialen Bildungen nördlich vom Seydisfjördur sehr bedeutend, so sind die Täler des Vopnafjord zur Hälfte mit glazialem Schutte angefüllt, den die Flüsse umgearbeitet und in welchen sie Terrassen eingegraben haben, auch sind die niedrigeren Bergrücken auf Langanes sämtlich von Moränen gedeckt. In den kleinen Tälern südlich vom Hjeradsflói, welche durch hohe Gebirge vom Fljótsdalur getrennt sind, haben lokale Gletscher beträchtliche Geschiebemassen, namentlich in Njardvík und Húsavík hinterlassen, und in den kleinen Quertälern am Lodmundarfjördur, sowie bei den Dyrfjöll sind viele Moränen und Haufen von Felsblöcken vorhanden.

Im südwestlichen Island, z. B. im Tieflande in der Nähe von Reykjavík, sowie in anderen Teilen des Landes, werden überall lose, glaziale Schuttmassen angetroffen, ohne daß dieselben gesammelt oder in größere Moränenreihen geordnet sind, obwohl diese Massen an mehreren Stellen eine erhebliche Mächtigkeit besitzen; jedoch ist hier ebensowenig wie anderswo eine nähere Untersuchung vorgenommen worden. In Kjós und am Hvalfjord bei Fossá und Saurbær vor dem Brynjudalur am letztgenannten Fjord sind ebenfalls bedeutende Moränen vorhanden. Durch die langen Täler des Borgarfjord haben die Gletscher der Eiszeit eine Masse Glazialschutt hinabgeführt. Das Skorradalur ist von einem gescheuerten Basaltrücken gesperrt und unterhalb desselben sind Moränen aufgehäuft, während sich im Tale selbst ein 15 km langer Binnensee befindet. In der Mündung der nächstgelegenen Täler, Lundareykjadalur und Flókadalur finden sich mächtige Flußterrassen, deren Schuttmassen sich namentlich außerhalb Varmalækjarmúli angesammelt haben; im Reykholtsdalur und hauptsächlich im Hvítátal durchschneiden die Flüsse dicke, von Schutt bedeckte Tonlagen. Auf dem Tieflande Mýrar sind die älteren Moränenbildungen teils von Mooren gedeckt, teils umgebildet und vom Meere während eines höheren Wasserstandes fortgeführt, und nur sehr wenige Überreste kommen an den Talmündungen und längs der steilen Gebirgsränder, welche das Tiefland umgeben, zum Vorschein. Auf Snæfellsnes werden mitunter unbedeutendere Moränenbildungen angetroffen, so im Fródárdalur, bei Máfahlíd, im Lárdalur und an mehreren anderen Orten. Am Grundarfjördur und an anderen Fjorden in der Nähe sind längs der See steile Schutt-Terrassen vorhanden, deren Material hier wie auch vielfach anderswo wahrscheinlich von alten Moränen hinterlassen ist. Der große Hvammsfjördur ist während der Eiszeit von einem großen Gletscher ausgefüllt gewesen; die niedrigen Gebirge am Beginn des Fjords sind von dicken Schuttlagen bedeckt, und bei der Mündung sind auf der südlichen Seite auf Skógarströnd bedeutende Schuttmassen vor-

handen, die wahrscheinlich vom Gletscher dorthin geführt wurden. Etwas nördlicher finden sich in den kleinen Tälern auf der Klofningshalbinsel vielfach Überreste von alten Moränen, die besonders auf der ganzen nordwestlichen Halbinsel allgemein vorkommen, woselbst in jedem Tale größere und geringere Schuttmassen angetroffen werden.

Längs der nördlichen Küste der Bredebucht sind Moränenbildungen und marine Terrassen besonders zahlreich vertreten. Am Berufjördur und Króksfjördur kommen hinter den hier besonders schön entwickelten Terrassen bedeutende Moränenreste zum Vorschein. In den Fjorden zwischen Skálanes und Brjámslækur treten die glazialen Merkmale in allen möglichen Formen zutage; der Strand wird auch hier von losen Schutt-Terrassen und Strandlinien in festen Felsen begrenzt; in jedem Gebirgsabhang sind gewaltige Bergstürze sichtbar, von denen titanische Felshaufen herrühren. Die Gebirgsformen selbst legen Zeugnis von der Tätigkeit der Gletscher ab, obwohl auch später die Wassererosion am Zerstörungswerk kräftig mitgeholfen hat. Alle Fjorde sind im Innern tief, aber durch Felsrücken geschlossen, die stellenweise aus dem Meere hervorragen; die Gebirge sind niedrig und schmal nach dem Lande zu, werden aber höher und breiter in der Nähe des Meeres, zu oberst mit einem schmalen Rücken, Grat oder Kiel versehen, während die Seiten gleichsam abgeschabt oder abgehobelt sind. Die Gestalt der Gebirge erinnert an riesenhafte Boote mit den Kielen nach oben gekehrt.

Am Kollafjördur streckt sich eine Sandzunge von der östlichen Seite beim Gehöft Eyri in das Meer hinaus, dieselbe ist eine Fortsetzung eines gescheuerten Felsrückens zwischen zwei kleineren Tälern. Im nördlichsten von diesen Tälern (Kálfadalur) fand ich 1886 eine niedrige Endmoräne, welche sich in einem Bogen quer über das Tal erstreckt; weiter oben sind große Schutthaufen vorhanden. Längs des Kollafjördur finden sich zahlreiche Roches moutonnées mit den Leeseiten nach dem Fjorde hinaus und Gletscherschliffe in der Richtung des Fjords; außerdem liegen viele lose Blöcke längs der Küste zerstreut. Der Kollafjord ist von dem schmalen Kvigindisfjördur durch den 319 m hohen, gescheuerten Kletthåls getrennt. Am Kvingindisfjördur und Skálmafjördur sind deutliche Merkmale von Gletschern sichtbar, welche durch die Fjorde gegangen sind, und in den Gebirgsabhängen sind große Moränen aufgehäuft. In der Mündung des Vattardalur befindet sich ein gescheuerter Felsrücken, auf welchem eine Moräne ruht. Der Skálmafjördur und Kerlingarfjördur sind durch die ca 500 m hohe Halbinsel Múlanes getrennt, welche mit dem Festlande durch eine niedrige Zunge (30—40 m) verbunden ist. Quer über diese Zunge hat sich ein Gletscherarm bis zum Kerlingarfjördur erstreckt und sich mit dem Gletscher dieses Fjords vereinigt, welcher große Moränen in den Gebirgsabhängen hinterlassen hat. Ebenso finden sich im Vatnsfjördur viele Merkmale von der scheuernden Tätigkeit der Gletscher. Die Mündung des Tales ist durch einen gescheuerten Felsrücken mit Moränen geschlossen, hinter welchen ein tiefer See liegt; längs desselben sind große, geschrammte, erratische Blöcke und Roches moutonnées mit den Leeseiten nach dem Fjord hinaus, aber mit der Neigung nach N vorhanden, entgegengesetzt der Neigung der Basaltdecken, welche nach dem Fjorde zu abfallen.

Das flache Küstenland Bardaströnd, einstmals unter dem Meeresspiegel gelegen, besteht aller Wahrscheinlichkeit nach zum großen Teile aus Moränenmaterial, auch jetzt noch sind Überreste von Moränen in den Tälern, wie im Arnarbýlisdalur und Vadaldalur vorhanden. In der Bucht Keflavík außerhalb von Raudisandur, einem alten Kare mit der Öffnung zur Küste, findet sich eine 66 m hohe Terrasse mit geschrammten Steinen, welche eine alte, vom Meere bearbeitete Moräne zu sein scheint. In Breidavik, Örlygshöfn, Vatnsdalur und Kvigindisdalur sind Spuren von alten Endmoränen vorhanden und im Vatnsdalur befindet sich hinter den Moränen ein kleiner See. An den inneren Verzweigungen des Arnarfjord

fand ich nur wenige Moränenbildungen, die größten Schuttmassen sind in den Tälern Hokinsdalur und Mosdalur angesammelt, auch wird loser, geschrammter Schutt ebenfalls auf den Heiden angetroffen. An der nördlichen Küste des Arnarfjords finden sich bedeutende Moränen bei Lokinhamrar. An dem langen Dýrafjördur sind größere und kleinere Moränen in der Mündung eines jeden Tales vorhanden, namentlich sind die Moränen bei Sandar, Haukadalur, Hraundalur und Gerdhamrar bemerkenswert. Die Mündung des Hraundalur ist gänzlich mit mächtigen Moränen mit großen Blöcken angefüllt, und im Tale westlich von Gerdhamrar sind besonders schöne End- und Seitenmoränen sichtbar. Am Önundarfjördur werden die größten Moränen im Valthjófsdalur angetroffen. Im Súgandafjördur untersuchte ich große Moränen in zwei aufeinander stoßenden Tälern bei Stadur; in der Mündung des nördlichen Tales sind hohe marine Terrassen vorhanden, die von einem Flusse durchbrochen sind, und hinter den Terrassen befindet sich ein alter ausgetrockneter Seeboden mit schönen Wiesen. Weiter hinauf erstrecken sich mehrere Endmoränen quer über das Tal, und hinter demselben liegen etliche kleine Seen. Die Mündung des südlichen, höher liegenden Tales ist fast ganz von mächtigen Moränen ausgefüllt, und in den kesselförmigen Vertiefungen zwischen den Schutthügeln und Felsstücken hat sich Rasen mit darunterliegenden, dicken Torfschichten gebildet. Am Skutulsfjördur finden sich in den Talmündungen Wanderblöcke, Schutt und Gletscherschliffe. Die südlichen Fjorde am Isafjardardjúp tragen ebenfalls sämtlich Spuren der Gletscher, namentlich am Hestfjördur kommen größere Moränen vor, aber im übrigen sind die Felsen an diesen Fjorden überall, wo sie aus dem Schutte hervorragen und von der Verwitterung nicht zu arg gelitten haben, gescheuert. Auf der nördlichen Seite des Isafjardardjúp sind die alten Moränenmassen namentlich bemerkenswert im Skjaldfannadalur. Nördlich von Melgraseyri erstreckt sich eine breite Schuttzunge in das Meer hinaus; oberhalb derselben finden sich zwei hohe Terrassen und hinter diesen mächtige Moränenmassen mit großen kesselförmigen Vertiefungen; hinter den Moränen ist ebenfalls ein ausgetrockneter Seeboden vorhanden. Der wasserreiche Gletscherstrom Selá, welcher durch das Tal fließt, hat augenscheinlich seinen Lauf verändert, der früher südlicher durch die Moränen und etwas nördlicher vom Gehöft Melgraseyri in die See hinausführte. Die Zunge rührt von einer alten Deltabildung her, späterhin hat der Fluß ein tieferes und kürzeres Bett abwärts an Ármúli vorbei gegraben. Nachdem, was ich vom Meere aus wahrnehmen konnte, scheinen große Moränen das Tal bei Skard auf Snæfjallaströnd auszufüllen, den Ort selbst habe ich nicht besucht. Bei Stadur in Grunnavík erstrecken sich große Endmoränen quer über das Tal, und rund um die Jökulfirdir, sowie auf der nördlichsten Spitze des Landes finden sich alte Gletschermerkmale, namentlich kommen runde Kare mit Moränen im Grunde häufig vor. Auf der langgestreckten östlichen Küste werden Gletscherschliffe, Roches moutonnées, erratische Blöcke und halbkreis- oder kesselförmige Kare besonders zahlreich angetroffen, wogegen größere Moränenmassen im nördlichen Teile seltener vorkommen, obwohl eine dünnere Decke von Gletscherschutt überall sichtbar ist. Die felsigen Küsten des großen Steingrímsfjördur sind stark gescheuert und namentlich auf der nördlichen Seite mit Gletscherschliffen, der Richtung des Fjords entsprechend, versehen; namentlich sind die Felsen auf der südwestlichen Seite bei der Vididalsá und Kálfanes stark geschrammt. Das Gebirge zwischen Steingrímsfjördur und Bjarnarfjördur ist ebenfalls in hohem Grade gescheuert und hügelig, in den Vertiefungen finden sich über 20 kleine Seen. Die Basaltdecken fallen nach SO ab, und hinter ihren steilen Rändern nach NW sind die Vertiefungen von Seen ausgefüllt.

Aus den vorangegangenen Bemerkungen über die nordwestliche Halbinsel geht hervor, daß die Spuren, welche die Eiszeit hinterlassen hat, namentlich die Moränen, sehr in die

Augen fallen. Die Halbinsel hat eine Eisdecke für sich besessen, die jedoch am Gilsfjördur und Bitrufjördur durch eine schmale Zunge mit der Gletscherwelt des Hauptlandes verbunden gewesen ist. Von der Eisdecke des Nordwestlandes haben sich größere und kleinere Eisströme in alle Täler und Fjorde hinab erstreckt. Wie ich bereits früher angedeutet habe, hat es den Anschein, daß der Hvammsfjördur einst von einem Gletscher ausgefüllt war, und daß damals die Inseln, welche in der Fjordmündung liegen, gescheuert wurden. So sind z. B. die Felsen der Insel Hrappsey geschrammt, jedoch waren die Gletscherschliffe auf dieser Insel nicht deutlich genug, um die Richtung mit Sicherheit bestimmen zu können. In den seichten Gilsfjördur hat sich wahrscheinlich ebenfalls ein Gletscher hinauserstreckt, aber wie weit derselbe ging, ist nicht bekannt. Es würde sehr interessant sein zu erfahren, ob die Inseln in der Bredebucht vor Bardastrandasýsla geschrammt sind und welche Richtung die eventuellen Schrammen hier verfolgen; diese Inseln sind noch nicht von Geologen besucht worden. Der Steingrímsfjördur ist augenscheinlich von einem Gletscher ausgefüllt gewesen und wahrscheinlich ebenfalls der Arnarfjördur, wogegen es höchst zweifelhaft ist, wie weit sich die Gletscher in den Isafjardardjúp hinaus erstreckt haben. Auf der Insel Aidey fand ich keine Eisschrammen, obwohl die Felsenknoten der Insel das Aussehen haben, als seien sie den Angriffen der Gletscher ausgesetzt gewesen. Das ganze Innere der Halbinsel bildet eine flache Hochebene mit einzelnen wellenförmigen Hügeln; diese Hochebene ist während der Eiszeit von einem zusammenhängenden Eiskuchen bedeckt gewesen, aus welchem wahrscheinlich gar keine eisfreien Nunataks hervorragten, wogegen aller Wahrscheinlichkeit nach sich viele der Randgebirge zwischen den einzelnen Eisströmen erhoben und zwischen den Schneehaufen teilweise unbedeckte Felsen zum Vorschein kamen. Die Mächtigkeit der Eisdecke auf der nordwestlichen Halbinsel kann nicht mit Sicherheit bestimmt werden, hat aber wahrscheinlich 400—500 m betragen. Die Konfiguration der Halbinsel ist während der Eiszeit im wesentlichen dieselbe gewesen wie heutzutage.

Erratische Blöcke sind auf Island sehr gewöhnlich, jedoch ist es nicht leicht durch dieselben Aufklärungen über die Bewegung und Ausbreitung der Gletscher der Eiszeit zu erlangen. Die auf weiten Strecken gleichartige Beschaffenheit der Gesteine macht es meistens unmöglich die ursprüngliche Lagerstätte der Blöcke zu entdecken. Ab und zu findet man jedoch Wanderblöcke, die eine andere petrographische Zusammensetzung besitzen als die Unterlage, auf welcher sie ruhen. So besteht, nach Helland, der große Wanderblock, Dvergasteinn am Seydisfjord (Ostland), aus Dolerit, der auf dichtem Basalt ruht. Auf dem Gebirge Strútur fand ich 700—800 m hoch mehrere erratische Blöcke aus Dolerit auf Palagonitbreccie ruhend. In Melrakkey finden sich in der Nähe von Stykkishólmur lose Blöcke aus einem eigentümlichen, sehr hellen Anorthitfelsen, der sonst nur auf der ziemlich fernen Insel Hrappsey vorkommt; demnach müssen dieselben von letzterer Insel durch Eis oder Gletscher hierher geführt sein. Auf der Jökuldalsheidi sind zahlreiche, 1—2 km große Basaltblöcke, auf Palagonitbreccie ruhend, vorhanden; südlich von Lækjarbotnar, in der Nähe von Reykjavík, kommen ebenfalls Doleritblöcke, auf Palagonitbreccie ruhend, vor, und im Bjarnafjördur auf Hornstrandir fand ich einen großen Wanderblock aus Konglomerat, der auf Basalt ruhte. An vielen Orten ist das Land gleichsam mit erratischen Blöcken übersät, so auf den Gebirgen am Langivatnsdalur in Mýrasýsla, auf den Hochebenen zwischen den Odádahraun und Skjálfandafljót, auf Langanes, nördlich vom Hofsjökull und anderweitig. Besonders häufig kommen auch große erratische Blöcke auf den nackten Hochebenen des Nordwestlandes, sowie auf den niedrigeren Gebirgsarmen vor, wie z. B. nördlich vom Steingrímsfjord, auch finden sich zahlreiche große Wanderblöcke auf dem sumpfigen Tiefland um Reykhólar, unter anderen der sogenannte Grásteinn,

welcher 3—4 m hoch ist. Im Passe zwischen dem Hestfjord und Seydisfjord (auf dem Nordwestlande) sind viele lose Dolerit- und Basaltblöcke vorhanden, auch habe ich am Hvítárvatn und an vielen anderen Orten größere und kleinere Blöcke angetroffen. Große Blöcke, die auf anderen, kleineren Steinen ruhen, werden in Island allgemein »Grettistök« genannt, weil nach dem Volksglauben sich der Held Grettir damit belustigt hat, große Steine auf eine Unterlage zu heben und andere ähnliche Kraftproben abzulegen; an derartige Steine knüpfen sich auch Sagen von Elfen, Gnomen und Riesen; so soll ein großer Block, der Hettusteinn, in der Nähe der Kirche auf dem Ingjaldshóll auf Snæfellsnes von einem Riesenweib vom Gebirge hinabgeschleudert sein; der Wurf galt der Kirche, weil die Riesin das Glockengeläute der Priester nicht leiden konnte. Ähnliche Sagen sind an verschiedene andere Wanderblöcke geknüpft.

Bei einer eingehenden geologischen Untersuchung von Island würden die erratischen Blöcke möglicherweise verschiedene Fingerzeige in einer oder der anderen Richtung geben, aber bisher sind dieselben von äußerst geringer Bedeutung für das Studium der isländischen glazialen Bildungen gewesen. Erratische Steine fremden Ursprungs, die auf eine Verbindung mit anderen Ländern während der Eiszeit hindeuten könnten, sind noch nicht auf Island angetroffen worden; einzelne Bruchstücke von Gneis, Glimmerschiefer und ähnlichem Gestein, welche man an der Strandkante vom nördlichen Island gefunden hat, sind zweifellos vom Treibeis hierher geführt worden.

Riesentöpfe, in der Jetztzeit von Flüssen, Wasserfällen oder Strömungen an der Küste hervorgerufen, sind ganz gewöhnlich auf Island, dagegen sind ältere, glaziale Riesentöpfe fast unbekannt. Vielfach habe ich bei Wasserfällen in Strömen kleinere Riesentöpfe angetroffen, so z. B. am Flusse Ellidaár, in der Nähe von Reykjavík, an der Glerá bei Akureyri, im Stödvarfjord auf dem Ostlande, bei dem Flusse Hafrafellsá, einem Nebenfluß der Skrauma im Westlande, an der Thjórsá und unzähligen anderen Orten; nirgends habe ich aber so große und schöne Riesentöpfe gesehen wie am Flusse Hítará, dicht beim Gehöft Brúarfoss. Hier entstand ein Wasserfall, indem sich der Strom durch zwei große Basaltgänge Bahn brechen mußte. In den Felsen südlich vom Flusse finden sich 30—40 große Riesentöpfe, von denen die meisten aus einer Zeit stammen, als der Wasserfall ein anderes Bett als das jetzige besaß. Diese Riesentöpfe sind schön poliert, teilweise mit Schraubengängen versehen usw.; der größte, welchen ich maß, war oval mit einer Länge von 6 Ellen, (3,8 m), 3½ Ellen (2,2 m) breit und ca 3 Ellen (1,9 m) tief. Die meisten Riesentöpfe sind jedoch mit Schutt angefüllt, daß man ihre Tiefe nicht erkennen kann. Riesentöpfe können ebenfalls durch eine starke Strömung an der Küste entstehen. Von Islands westlicher Spitze, dem Látrabjarg, erstreckt sich ein spitzer Felsrücken, Bard genannt, ins Meer hinaus. Der vorderste Teil ist fortgespült, und über den übriggebliebenen Fuß des Felsens, der nach der Aussage der Einwohner von Riesentöpfen durchlöchert sein soll, braust die Brandung mit donnerartigem Getöse. Einige dieser hier vorhandenen Riesentöpfe sollen eine Tiefe von 2 Faden (1,9 m) und darüber besitzen. An Orten, wo die jetzige Skulptur der Oberfläche an Flüssen oder an der Küste die Bildung von Riesentöpfen nicht gestattet, hat man bekanntlich in anderen Ländern, die früher mit Gletschern gedeckt waren, große Riesentöpfe angetroffen. Derartige sind auf Island nur in geringer Anzahl gefunden worden; Keilhack entdeckte fünf glaziale Riesentöpfe am Ende des Sólheimajökull in einem Basaltfelsen, der wie ein Nunatak aus dem Eise[1]) hervorragt, und Kjerulf fand bei Fossvogur in der Nähe von Reykjavík Spuren eines Riesentopfes[2]), der aber möglicherweise vom

[1]) Beiträge zur Geologie der Insel Island. S. 437.
[2]) Bidrag til Islands geognostiske Fremstilling. S. 56.

Meere gebildet sein kann. Ohne Zweifel wird man jedoch in der Zukunft manche glaziale Riesentöpfe auf Island finden, die einstweilen noch unbekannt sind, weil sie unter Schutt und Rasen verborgen liegen.

Gletscherschliffe werden auf Island sehr häufig angetroffen, wenngleich dieselben nicht so allgemein sind, wie es sich in einem so kahlen Lande vermuten ließe. Die Oberfläche des Basalts ist unter dem Einfluß des Frostes in hohem Grade zersprengt, so daß mehrere Quadratmeilen auf den Hochflächen, sowie in den Fjordlandschaften des Nordost- und Westlandes mit einem dicken Überzug von großen und kleinen, scharfkantigen Basaltbruchstücken versehen sind. Auf dem großen Hochlande, welches das Innere von Island einnimmt, werden nur selten Eisschrammen angetroffen. Der feste Felsen kommt nur stellenweise zum Vorschein und der größte Teil der Hochflächen ist von Schutt, Lavaströmen, Mooren und ähnlichen jüngeren Bildungen bedeckt; wo feste Felsen, die während der Eiszeit poliert wurden, zutage treten, sind die Schliffe meistenteils von der Winderosion verwischt worden, welche im Innern von Island vielfach eine geologische Kraft von sehr bedeutendem Einfluß ist. Palagonitbreccie und Tuff, aus welchem der größte Teil des mittelsten Island besteht, verwittern so leicht, daß sich die Friktionsschrammen nur unter ganz besonders günstigen Umständen erhalten konnten. Die deutlichsten Schliffe finden sich auf dem Basalt und namentlich auf Dolerit, der eine vortreffliche Politur annimmt. Wo Rasen und Ton kürzlich von den Felsen entfernt sind, zeigen sich letztere meistens außerordentlich schön geschliffen; Schrammen von allen Formen und Größen, von tiefen, polierten Rinnen bis zu den feinsten Strichen, die mit bloßem Auge fast nicht zu erkennen sind, werden angetroffen, alle hierher gehörigen Phänomene können auf Island wahrgenommen werden und an vielen Orten finden sich prachtvoll polierte Felsenformen, die zweifellos das Interesse vieler erregen wird, wenn erst die isländische Geologie einer systematischen, detaillierten Untersuchung unterzogen werden wird. Roches moutonnées kommen in verschiedener Größe überall auf Island, sowohl in Tälern als auch auf Hochflächen vor; auf dem Hochlande sind dieselben meistens die einzigen festen Felsen, welche aus der Schuttdecke und den Mooren hervorragen. Am Borgarfjord und Mýrar im westlichen Tiefland ragen Hunderte von Basaltrücken aus dem sumpfigen Boden hervor; alle sind geschrammt und mit mehr oder weniger deutlichen Schliffen versehen. Diese Rücken sind meistens von länglicher Gestalt, die Stoßseiten nach dem Lande, die Leeseiten dem Meere zugekehrt; das gleiche wiederholt sich in anderen Tiefländern und Talwegen. In den westlichen Fjorden kommen mit Seegras bewachsene roches montonnés besonders häufig im Saum des Meeres vor, wogegen Gletscherschliffe selten an den Gebirgsabhängen angetroffen werden, da dieselben vom Froste zersprengt und mit Schutt und Felsstücken bedeckt sind. Die Hauptrichtung der Eisschrammen ist hier, wie anderswo in Island, dieselbe wie die der Täler und Fjorde. Ziemlich häufig zeigt es sich rund umher im Lande, daß die Schliffe der einzelnen polierten Felsknoten vom höchsten Punkte der Felsen radial auslaufen oder sich nach den hervorspringenden Rändern und Unebenheiten in verschiedenen Richtungen biegen. Breite Rücken, Kuppeln und Felsenflächen, welche den Eingang zu engen Tälern versperren, sind häufig infolge von starker Scheuerung mit tiefen Rinnen und Aushöhlungen versehen. Vor dem Skorradalsvatn erstreckt sich ein Basaltrücken quer über die Talmündung; dieser Rücken ist auf der Stoßseite von Gletschern gescheuert, während eine über 30 m hohe Moränenmasse über die Leeseite hinausgeschoben ist. In der Mündung des Vatnsdalur bei Brjámslækur auf dem Westlande ist ebenfalls vor einem Binnensee ein stark gescheuerter Basaltrücken vorhanden, und derartige Beispiele ließen sich in großer Anzahl anführen. Die Täler des Ostlandes sind meistens terrassenförmig abgeteilt, und die einzelnen Terrassen

steigen nach dem Beginn des Tales zu an; jede einzelne ist von gescheuerten Basaltdecken abgeschlossen, die hier zutage treten, während der oberste und mittelste Teil der Terrasse von Rasen, Mooren, losen Schutt- und Tonmassen bedeckt ist. Bei den Schafhäusern, dicht oberhalb des Gehöfts Thingnes am Flusse Grimsá im Borgarfjord, erstreckt sich ein großer Basaltgang mit wagerechten Säulen in den Fluß hinaus; dieser Gang hat quer zur Gletscherbewegung gestanden, so daß die Hälfte der Säulen auf der Stoßseite fortgescheuert ist. Der Gang ist 5—6 m dick und verfolgt die Richtung N 10° W. Auf der östlichen, dem Lande zugekehrten Seite ist derselbe stark gescheuert, während die Leeseite steil nach dem Flusse zu abfällt; hier finden sich zwei Systeme von Eisschrammen; die älteren Schliffe, parallel mit der Hauptbewegung des Gletschers, der einen Teil des Ganges fortgemeißelt hat, verfolgen die Richtung N 60° O, die jüngeren, feineren Schrammen die Richtung N 5° O. Die geologische Literatur über Island enthält verhältnismäßig nur sehr wenige Beobachtungen über die Richtungen der Gletscherschliffe; die meisten Reisenden begnügen sich mit allgemeinen Bemerkungen über die glazialen Verhältnisse der Insel ohne auf Einzelheiten einzugehen. Sartorius v. Waltershausen stellte 1846 Beobachtungen über Gletscherschliffe auf sehr verschiedenen Niveaus von der Küste bis zur Höhe von 2—3000 Fuß (600—900 m) an, und da er ein eifriger Gegner der Gletschertheorie war, will er nicht zugeben, daß die Schrammen von Gletschern herrühren, sondern glaubt, daß dieselben vom Treibeise während der Hebung [1]) des Landes hervorgerufen sind. Der Norweger Theodor Kjerulf, welcher bekanntlich einer der ersten und tüchtigsten Vorkämpfer der Gletschertheorie im Norden war, stellte im Jahre 1850 ziemlich viele Beobachtungen über die Richtungen der Eisschrammen in Island [2]) an, ebenso beobachtete Robert Chambers Gletscherschliffe bei Reykjavík [3]). Otto Torell (1857) und C. W. Paijkull (1865) machten verschiedene Beobachtungen, ohne jedoch vermessene Richtungen anzugeben. A. Helland, welcher auf seiner Reise 1881 besonders die glazialen Verhältnisse studierte, hat einige Beobachtungen über die Richtung der Eisschrammen im Ostlande angestellt [4]). Bei K. Keilhack finden sich ebenfalls einige Observationen über die Richtungen [5]) der Eisschrammen, die auch zugleich mit älteren Beobachtungen auf seiner geologischen Karte von Island angegeben sind. So führt Keilhack verschiedene Beobachtungen über Gletscherschliffe vom Borgarfjord, namentlich von der Gegend um den Fluß Grimsá an; die Durchschnittszahl derselben gibt die Richtung NO nach SW. An einer Stelle am Flusse Grimsá fand Keilhack zwei schön entwickelte, konvergierende Systeme von Eisschrammen [6]). Später (1891) habe ich meine Beobachtungen über die Richtung der Gletscherschliffe von den Jahren 1881—90 [7]) gesammelt, und K. Grossmann hat seine Beobachtungen vom westlichen und nördlichen Island [8]), im Sommer 1892 veröffentlicht.

Auf der nachfolgenden Liste sind meine eigenen Beobachtungen über die Richtung der Gletscherschliffe in den verschiedenen Teilen des Landes angegeben. Der Übersicht wegen habe ich dieselben nach Bezirken geordnet. Um sich einen Begriff von der Verteilung der Eisschrammen betreffs der Höhe machen zu können, habe ich die Höhe über

---

[1]) Physisch-geographische Skizze von Island. S. 13.

[2]) Th. Kjerulf: Bidrag til Islands geognostiske Fremstilling. (Nyt Magaz. for Naturvidensk. VII, S. 56 f.)

[3]) Robert Chambers: Tracings of Iceland and the Faroë Islands. Edinburgh 1856, S. 37.

[4]) Geogr. Tidskr. VI, 1882, S. 104.

[5]) Beiträge zur Geologie der Insel Island. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. XXXVIII, 1886, S. 435.)

[6]) Über postglaziale Meeresablagerungen in Island. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. XXXVI, 1884, S. 152 f.)

[7]) Geogr. Tidskr. XI, 1891, S. 138—43.

[8]) K. Grossmann: Observations on the Glaciation of Iceland. (The Glacialists Magazine, Bd. I, London 1893, S. 33—45.)

dem Meter angegeben, mehrmals jedoch nur nach Schätzungen, in welchem Falle ich ein c. vor die Zahl gesetzt habe; die anderen Messungen sind mit dem Aneroïdbarometer ausgeführt. Die jährliche Veränderung der magnetischen Deklination in den verschiedenen Gegenden wurde natürlich berücksichtigt, auch wurde die Mißweisung mitunter durch die Bestimmung des Meridians geprüft. Es darf nicht übersehen werden, daß es stellenweise auf Island fast unmöglich ist, den Kompaß wegen der großen Unregelmäßigkeiten in Inklination und Deklination zu gebrauchen. Auf meiner geologischen Karte über Island sind die Hauptrichtungen der Bewegung des Eises angegeben.

Ort	Rechtweis. Richtung	Gestein	Höhe ü. d. M. in m	Anmerkungen
Gullbringusýsla.				
Hólmsárbrú in der Nähe von Reykjavík	N 55° W	Dolerit	78	
Lækjarbotnar	NNW	„	133	
Korpúlfsstadir	W 5° S	Basalt	27	
Fossvogur	WNW	Dolerit	1 à 2	Doleritfelsen unter Tuff.
Nauthóll	N 82° W	„	c. 10	
Effersey	N 70° W	„	5	
Skildinganesshólar	N 25° W	„	11	
Öskjuhlid	N 50° W	„	55	
Hjallar südlich von Ellidavatn	O—W	„	90	
Nördlich von Kaldársel	NW	„	130	
Brynjudalur	O—W	Basalt	c. 10	
Borgarfjardar und Mýrasýsla.				
Hvalfjördur auf der südlichen Seite des Beginns	ONO	„	c. 10	
Hvalfjördur zwischen Botn und Thyrill	N 40° O	„	c. 15	
Sturlureykir	N 80° O	„	c. 50	
Dicht östlich von Uxahryggir	N—S	Dolerit	356	
Strútur bei Kalmannstunga	N 50° O	Breccie	776	
Hornrendakastali am Hvítá	N 20° O	Basalt	c. 50	
Südlich vom Stafholtsfjall am Hvítá	S 80° W	„	c. 30	
Árm tahólmi am Thverá	N 35° O	„	c. 50	
Langivatnsdalur	N—S	„	c. 180	
Valbjarnarvellir	N 55° O	„	c. 30	
Brúarfoss	WSW	„	c. 30	
Grjótháls bei Thverárhlid	N 35° O	„	202	
Saudafjall nyrdra am Eiriksjökull	N 30° O	Dolerit	545	
Nördlich von den Saudafjöll	N 65° O	„	490	
Nautavatn	N 80° O	„	540	
Thristapafell	N 60° O	Basalt	714	
Sandur	N u. NNW	Dolerit	c. 700	
Svartarhæd am Arnarvatn	N 80° O	„	618	
Skammá	N 80° W	„	565	
Nordwestlich von den Álptavötn	N 50° W	„	570	
Südwestlich vom Lyklafell	N 10° O	„	722	
Ebendaselbst	W—O	„	722	
Südlich vom Fanntófell	N 80° W	„	534	
Thverfell im Lundareykjatal	N 85° O	Basalt	310	
Fitjárdalur	SW	„	150	
Snæfellsnessýsla.				
Emmuberg, Skógarströnd	N 80° O	„	c. 40	
Stykkishólmur	O—W	„	c. 5	
Kóngsbakki	N 15° W	Dolerit	22	
Das Gebirge zwischen Vatnsheidi u. Kerlingarskard	N 5° W	Basalt	324	
Geirakot in der Nähe von Brimilsvellir	N 28° W	Olivinr. B.	42	
Keflavík nördlich vom Snæfellsjökull	N 45° W	Dolerit	c. 15	
Kambsskard	N—S	„	309	
Laugabrekka südlich vom Snæfellsjökull	N 15° W	Basalt.Lava	c. 40	
Hamrendar bei Hnausahraun	N 70° W	Glaz. Lava	c. 50	
Dalasýsla.				
Gunnarstadir am Hammsfjördur	NW	Basalt	55	
Ljáskógar am Hvammsfjördur	N 80° O	„	c. 2	

Ort	Rechtweis. Richtung	Gestein	Höhe ü. d. M. in m	Anmerkungen
Bei der Mündung der Haukadalsá	O 5° S	Basalt	c. 4	
Ólafsdalur	NW	„	—	
Krossárvatu auf der Wasserscheide zwischen Bitrufjord und Gilsfjord	S 20° W	„	228	
Strandasýsla.				
Arnkötludalur am Steingrimsfjord	N 65° O	„	—	
Bæjarvötn nordöstlich vom Steingrimsfjord	N 85° O	„	160	
Ásmundarnes am Bjarnarfjördur	N 85° O	„	—	Besonders schöne Eisschrammen an mehreren Stellen am Fjord.
Eyvindarfjördur	NO	„	—	Schöne Gletscherschliffe und polierte Rinnen in dichtem Basalt, von denen eine 2½ m lang, ⅓ m tief u. ⅓ m breit ist.
Drangavík	NO	„	—	
Bardastrandarsýsla.				
Thorskafjördur, die östliche Seite dicht vor Skógar	S 41° W	„	—	
Gufufjördur	N—S	„	—	Roches moutonnées mit Leeseiten auswärts nach d. Fjordrichtung.
Kollafjördur vor dem Gehöft Klettur	S 10° O	„	—	
Kletthâls (zu oberst auf dem Wege)	S 40° W	Olivinr. B.	319	In einem flachen Felsen u. a. eine ⅔ m tiefe und 2—3 m breite gescheuerte Rinne.
„ (die westliche Seite)	S 15° W	Basalt	140	
Vattarfjördur (am Beginn des Fjords)	S 5° O	„	—	
Mjóifjördur (ein Arm des Kerlingarfjördur)	S 10° O	„	—	Mit Seegras bewachsene Felsen an der Strandkante.
Vatnsfjördur (am Wasserfall)	S 38° W	„	c. 15	Schön polierte Basaltkuppeln mit Leeseiten gegen SSW, obwohl die Basaltbänke 4° gegen N abfallen.
Ebendaselbst	S 35° W			
Vatnsfjördur (auf der östlichen Seite des Fjords)	N—S	„	—	Mit Seegras bewachsene Felsen an der Strandkante
An der nördlichen Seite von Hestmúli in der Nähe von Brjámslækur	S 65° O	„	197	
Arnarbýlisdalur in der Nähe von Hagi	SSO	„	—	Roches moutonnées.
Kleifaheidi am Patreksfjördur	N 15° W	„	352	
Hálfdansheidi am Bildudalur	N 60° W	„	430	
Ebendaselbst	N 80° O	„	—	Feinere Schliffe die anderen kreuzend.
Isafjardarsýsla.				
Am Beginn des Arnarfjördur	S 60° W	„	—	Ziemlich undeutliche Schrammen einige Meter über der Strandkante.
Botn im Geirthjófsfjord	O—W	„	—	
Unterhalb Dynjandi am Arnarfjord	S 75° W	„	—	
Botnsheidi am Súgandafjördur	O—W	„	493	
Unterhalb Breiddalsheidi am Skutulsfjördur	NO	„	—	
Kleifar im Hestfjord	S—N	„	—	
Hvítanes zwischen Hestfjördur und Skötufjördur	N 5° O	„	—	Kreuzend.
Ebendaselbst	N 30° W	„	—	Kreuzend.
Skötufjördur	S—N	„	—	
Auf der Landspitze zwischen Vatnsfjördur und Reykjarfjördur	NNW	„	—	
Reykjarfjördur bei Geirólfsgnúp	NNO	„	—	
Húnavatnssýsla.				
Borgarvirki	NO	„	184	
Borgir hinter dem Vatnsdalsfjall	N 85° O	Grobk. Bas.	560	
Midfjardarháls	NNO	Basalt	240	
Skagafjardarsýsla.				
Hvalsnes, Skagi	N 45° O	„	43	
Sjáfarborg	S—N	„	c. 10	
Ulfsstadir	N 33° W	„	c. 50	
Stallur bei Silfrastadir	NNW	„	230	
Südlich von Gilhagi	N 30° W	„	388	
8 km westlich von der Jökulsá vestri	N 5° O	Dolerit	650	
Nordnordöstlich von Illvidrahnúkar	N 45° W	„	659	

Ort	Rechtweis. Richtung	Gestein	Höhe ü. d. M. in m	Anmerkungen
Eyjafjardarsýsla.				
Akureyri	S—N	Basalt	—	Lokale Richtungen
Am Glerá	N 77° W	„	—	Lokale Richtungen
Bei Naust in der Nähe von Akureyri	N 74° W	„	—	Lokale Richtungen
Gil im Eyjafjördur	S—N	„	c. 20	
Eyjafjardarbrún bei Vatnahjalli	N 5° W	„	848	
Laugaalda	N 5° W	Glazialbr.	839	
Thingeyjarsýsla.				
Herdubreidarlindir	S—N	Dolerit	460	Schöne, 8—10 cm breite und 8 cm tiefe Schliffe quer über die Wellen der Oberfläche der doleritischen Lava
Vallnafjall bei Halldórsstadir im Bárdartal	S—N	„	760	
Marteinsflæda westlich vom Odádahraun	NNO	Basalt	744	
Sellandafjall	S—N	Dolerit	1002	Roches moutonnées. Die Gletscherschliffe zum Teil von der Winderosion verwischt.
Zwischen Laxamýri und Saltvík	NW	Breccie	50	
Meidavellir in Kelduhverfi	N 22° O	Dolerit	50	
Tunguheidi südlich von Hafrafellstunga	N 13° W		c. 200	
Klif auf Axarfjardarheidi	S 87° W		c. 200	
Klapparhamar bei Brekka in Núpasveit	N 67° W		30	
Blikalón, Melrakkasljetta	NNW		12	
Raufarhöfn	N 37° W		20	
Südlich von Kollavík	N 17° O		183	
Höfdi, Langanes	N 21° W		36	
Dalahraun außerhalb Svínalækjartangi, Langanes	N 27° O		26	
Selbrekka südlich von Eydisvatn, Langanes	N 27° O		86	
Álptabotnar oberhalb Fagranes	N 72° O		215	
Westlich von Selsárvellir, Hangsöræfi	S 64° O		447	
Múlasýslur.				
Vopnafjördur	N 37° O	Basalt	20	Geschrammte Felsenkuppeln mit Leeseiten gegen NO und vielen Wanderblöcken.
Hauksstadir auf Jökuldalur	NO	„	—	
Gerade gegenüber von Fossvellir östlich von der Brücke über die Jöknlsá	N 22° O	„	—	Eine schön polierte Basaltfläche mit tiefen Gletscherschliffen gegen N 22° O; die andere kreuzende Richtung (N 53° W) mit feineren, aber sehr deutlichen Schrammen.
Ebendaselbst	N 53° W	„	—	
Bei Ormastadir in Fell	N—NO	„	—	Roches moutonnées. Die Schliffe oft radial abwärts von den Felsenkuppeln.
Hólmar am Reydarfjord	W—O	„	—	An mehreren Stellen auf beiden Seiten des Reydarfjord Schliffe nach der Fjordrichtung zu, bei Sómastadir, Borgargerdi und Stadarskard.
Bei einem Steinhaufen (dys) zwischen Vadlavík und Vidfjördur	N 36° W	„		
Fjardarsel	N 50° O	„	83	
Fjardarheidi (westliche Seite)	N 14° O	„	249	
Vestdalsheidi	N 88° O	„	579	
Vestdalur	W—O	„	223	
Gildruhraun, Lodmundarfjord	W—O	„	90	
Öxi	S 57° O	„	524	
Südlich vom Langafell	N 37° O	„	658	
Kleif im Fljótstal	N 50° O	„	98	
Egilsstadir	N 44° O	„	c. 35	
Hallormsstadir	N 40° O	„	c. 40	
Ós	N 30° O	„	c. 15	
Dalir	N 23° O	„	20	
Breidavad	N 20° O	„	30	
Berufjardardalur	S 45° O	„	45	
Fossárdalur	S 88° O	„	72	
Hamarsfjördur	S 85° O	„	1	
Hofsdalur (die Mündung)	S 86° O	„	c. 50	

Ort	Rechtweis. Richtung	Gestein	Höhe ü. d. M. in m	Anmerkungen
Skaptafellssýsla.				
Volasel in Lón	S 36° O		c. 10	
Hólar in Nes	S 47° O		c. 10	
Fagurhólsmýri in Öræfi	N—S		70	
Zwischen Björn und Hvitárholt	S 38° O	Basalt	750	
Kaldbakur	S 18° O	Dolerit	560	
Zwischen Blængur und Kriuvötn	S 2° O		545	
Nördlich von Brunavötn	S 10° O		602	
Bei Hverfisfljót östlich von Nordureyrar	S 18° O	"	588	
Laki	S 46° O	Breccie	733	
Sæmundarsker auf Landbrotsafrjettur	S 12° W	Dolerit	430	
Bei den Kanafjöll südlich vom Leidólfsfell	S 46° O	"	362	
Nordwestlich von Uxartindar	S 43° O	Breccie	618	
Búland in Skaptártunga	N—S	"	130	
Rangárvallasýsla.				
Hamýrarfjall oberhalb Barkarstadir	S 54° W	Dolerit	515	
Barkarstadir im Fljótshlid	S 50° W	Glaz.Kongl.	195	
Ebendaselbst, höher oben im Gebirge	S 45° W	Basalt	321	
Sumarlidabær in Hollt	S 32° W	"	75	
Herridarhóll	S 40° W	"	c. 80	
Höhen am Kálfholt	S 10° W	"	90	
Árnessysla.				
Skeljafjall beim Fossárdalur	N 30° O	Dolerit	—	
Unter Fossalda	SW	Basalt	—	
Bildsfellsdalur in der Nähe von Sog	N 27° W	Dolerit	—	
Hraun in Ölfus	S 20° O	"	c. 50	
Ulfljótsvatn	N—S		c. 60	
Gneistastadaholt im Flói	S 65° W	Basalt	69	
Thjótandi am Flusse Thjórsá	S 30° W	Dolerit	34	
Urridafoss	S 80° O		60	
Skálholt	S 10° O	Basalt	—	
Hávadahóll in der Nähe von Spóastadir	S 10° O	"	58	
Reykholt in Biskupstungur	S 40° W	"	—	
Zwischen Torfastadir und Austurhlid	S 50° W	Dolerit	c. 130	
Stórinúpur	S 30° O	Breccie	135	
Mosfellsheidi	N 60° O	Glaz. Br.	214	

Daß das ganze isländische Hochland mit Eis bedeckt war, beweisen die dort befindlichen Schuttmassen, die alten Grundmoränen und Eisschrammen, welche in allen möglichen Höhen über dem Meere vorkommen. Die auf den höchsten Niveaus beobachteten Schrammen, werden, wie in der Liste verzeichnet, auf dem Sellandafjall, 1002 m ü. M., angetroffen; bei einer näheren Untersuchung des Landes werden zweifellos zahlreiche Gletscherschliffe auf ebenso hohen, wenn nicht höheren Niveaus gefunden werden. Die Eisdecke hat sicherlich eine sehr bedeutende Mächtigkeit besessen, welche sich nach den geologischen Verhältnissen der Gebirge Bláfjall und Sellandafjall in der Nähe des Mývatn erraten läßt. Der oberste Teil des Sellandafjall besteht aus einer grobkörnigen, olivinreichen, gescheuerten, doleritischen Lava; der oberste Teil des Bláfjall ist aus demselben Gestein gebildet, aber die Oberfläche derselben hat noch ihre Struktur bewahrt, und auf der südlichsten Spitze des Berges findet sich ein mächtiger elliptischer Krater, der anscheinend niemals der scheuernden Tätigkeit der Gletscher ausgesetzt war. Die Höhe des Bláfjall beträgt 1225 m. Ich nehme an, daß der Krater auf dem Bláfjall präglazialen Ursprungs ist und daß derselbe mit dem obersten Teile des Berges während der Eiszeit als ein Nunatak aus dem Binnenlandeis hervorgeragt hat, infolgedessen der Dolerit auf dem Bláfjall seine Struktur bewahren konnte, während der Sellandafjall bei einer Höhe von nur 1002 m vom Eise gescheuert wurde. Die Hochebene unter dem Sellandafjall besitzt eine Höhe von ca 350 m

ü. M., demnach hat hier die Eisdecke eine Mächtigkeit von 700—800 m besessen. Die Eisschrammen auf dem Gebirge Strútur in der Nähe des Eiriksjökull beweisen, daß das Binnenlandeis an dieser Stelle eine Mächtigkeit von 500—600 m gehabt hat. Es läßt sich wohl annehmen, daß die durchschnittliche Mächtigkeit des Binnenlandeises auf dem Hochlande annähernd 1000 m betragen habe, wogegen ich kaum glaube, daß die Eisdecke auf der nordwestlichen Halbinsel dicker als 400—500 m gewesen sei. Diese abgesonderte nordwestliche Eismasse war nur wenig umfangreicher als der jetzige Vatnajökull, indem erstere nur ein Areal von etwas mehr als 9000 qkm umfaßt hat. Das Binnenlandeis auf dem Hauptlande hat zweifellos, wie auch jetzt in Grönland, eine schwache Neigung besessen; vorausgesetzt, daß die Mächtigkeit der Eisdecke am Bláfjall 800 m betragen habe und daß die Oberfläche der Kuppeln des Vatnajökull ebenfalls 800 m höher als jetzt gelegen habe, würde die Neigung doch nur gleich 0° 37′ gewesen sein. Die großen isländischen Gletscher der Jetztzeit haben im Innern häufig eine ebenso schwache Neigung, während der Abfall am Rande meistenteils bedeutend größer ist; ebenso müssen während der Eiszeit viele Randgletscher des Nordwestlandes einen erheblichen Abfall gehabt haben.

Auf der geologischen Karte ist ersichtlich, wie es sich erwarten ließe, daß die Eisschrammen hauptsächlich vom Innern des Landes abwärts nach der Küste zu divergieren. Unsere Kenntnis von den Eisschrammen ist jedoch einstweilen noch so unvollkommen, und große Landesteile, sowohl auf dem Hoch- wie Tieflande sind dermaßen von neueren Bildungen, namentlich Flugsand und Lava, bedeckt, daß die Gletscherschliffe nicht gesehen werden können, auch auf weiten Strecken infolge der Weichheit des Gesteins verwittert sind. Obwohl in einigen Teilen des Landes noch sehr wenig über Gletscherschliffe bekannt ist, liegt doch kein Grund vor nicht anzunehmen, daß die Gletscherdecke auch dort bis zur Küste hinabgereicht und ihre Arme durch Täler und Fjorde erstreckt habe. Auf dem Ostlande ist aus den Schrammen ersichtlich, daß die Gletscher je nach den Höhenverhältnissen sich sowohl abwärts durch die kleineren Fjorde und Täler, als auch hinter den hohen Gebirgen der Fjordlandschaft nach den langen Talwegen der Flüsse Jökulsá und Lagarfljót zu bewegt haben. Mit unseren jetzigen unvollkommenen Kenntnissen sind wir noch nicht imstande, Rechenschaft abzulegen in betreff der einzelnen Eisströme des Nord-, Ost- und Südlandes, während die meisten Beobachtungen von der Westküste und der nordwestlichen Halbinsel vorliegen. Das Eis hat sich abwärts durch die Täler an der Faxebucht in den Fjord hinausbewegt; im Tieflande des Borgarfjords sind zwei einander kreuzende Schrammenrichtungen sichtbar; die älteren, kräftiger entwickelten Gletscherschliffe weisen auf eine Bewegung von NO hin, während die anderen eine nördlichere Richtung haben. Einstweilen läßt es sich nicht mit Sicherheit entscheiden, inwiefern diese beiden Richtungen der Schliffe zwei verschiedenen allgemeinen Vorstößen der Gletscher oder vielleicht geringeren Veränderungen in der Bewegung der einzelnen Gletscherzungen zuzuschreiben sei. Die kreuzenden Schliffe, welche ich auf dem Nordwest- und Ostlande bemerkt habe, scheinen lokalen Ursprungs zu sein.

Der schmale Rücken von Snæfellsnes ist mit Eis bedeckt gewesen, von dem sich nach beiden Seiten Gletscher abwärts erstreckten; Reykjanes besteht aus Palagonitbreccie und ist fast gänzlich mit Lava bedeckt. Demnach läßt es sich nicht erwarten, hier zahlreiche Gletscherschliffe anzutreffen; auf doleritischer Lava habe ich indessen zwischen Keflavík und Gardur undeutliche Eisschrammen gefunden, deren Richtung sich aber nicht entziffern ließ. Ob während der Eiszeit auf Island eisfreies Land existierte, wird wohl später mit Sicherheit entschieden werden, jedoch scheint nach den gemachten Beobachtungen die Annahme berechtigt, daß das Land während der Eiszeit völlig in Eis eingehüllt gewesen sei, so daß nur ganz einzelne unbedeutende Spitzen und Kämme aus dem

Rande der Eisdecke hervorgeragt haben. Wie bereits erwähnt, glaube ich nicht an Interglazialzeiten auf Island in der Weise, daß das Land während der Eiszeit größere Zeiträume hindurch völlig oder beinahe eisfrei gewesen sei, wogegen recht erhebliche Oszillationen in der Ausbreitung der Gletscher, sowohl lokaler Natur wie über das ganze Land stattgefunden haben, so daß sich das Eis vom Tieflande zurückzog, während das Hochland die ganze Eiszeit hindurch gänzlich oder fast gänzlich vom Inlandeise gedeckt war. Infolge der nördlichen Lage mitten im Meere haben sich auf Island zweifellos schon frühzeitig, vielleicht am Schlusse vom Pliocän, auf den höchsten Gipfeln Gletscher gebildet. die sich dann allmählich ausgebreitet haben; vom Kampfe dieser ältesten Gletscher mit den Vulkanen weisen die jüngeren Abteilungen der Palagonitformation deutliche Spuren auf. Auch ist das Klima damals, gerade vor der Eiszeit, sehr regnerisch gewesen, was die fluvialen Konglomerate bezeugen, die sehr häufig sowohl unter wie über den Doleritlaven vorhanden sind.

4. Die geologische Karte von Island [1]).

Zum Schlusse will ich mir erlauben, einige erläuternde Bemerkungen über meine geologische Karte von Island hinzuzufügen, indem ich wünsche, daß die an dieselbe geknüpften Erwartungen weder zu hoch noch zu niedrig gespannt seien und daß dieselbe gerechterweise als eine geologische Übersichtskarte mit den Vorzügen und Mängeln beurteilt werde, welche die Umstände mit sich führten. Ich habe bereits früher (1902) auf Isländisch eine erläuternde Abhandlung über die Karte [2]) veröffentlicht, die jedoch der Sprache wegen deutschen Geographen und Geologen wenig zugänglich sein dürfte.

Der schwedische Geolog C. W. Paijkull gab im Jahre 1867 den ersten Anfang zu einer geologischen Karte von Island [3]) heraus. Diese in sehr kleinem Maßstab (1:1920000) angelegte Karte ist, wie es sich erwarten ließ, sehr unvollständig, da damals kaum ein zehnter Teil des Landes von Geologen, und zwar auf der Durchreise besucht war, denen der Gedanke an eine eigentliche geologische Aufnahme fern lag. Daher umfaßt die Karte nur die Umgegend von Reykjavík, das südliche Tiefland und die Südküste. In anderen Teilen des Landes sind nur einige Liparitflecke und Surtarbrandfundorte vermerkt; Lavaströme sind nach B. Gunnlaugssons topographischer Karte aufgenommen. Die glazialen Laven, welche zuerst von C. W. Paijkull erkannt waren, finden sich auf der Karte nur in der Nähe von Ok und Reykjavík, obwohl dieselben, wie bereits erwähnt, eine sehr beträchtliche Ausbreitung in der Mitte des Landes besitzen.

Als ich im Jahre 1881 meine Untersuchungsreise auf Island [4]) begann, existierte außer Paijkulls kleiner Karte keine geologische Karte von Island. In demselben Jahre bereiste A. Helland Island und gab später (1886) eine Karte über einen Teil von Vestur-Skaptafellssýsla heraus, welche jedoch nur für die Kraterreihe des Laki, die jetzt zum erstenmal in den Einzelheiten untersucht wurde, von Bedeutung ist [5]). In demselben Jahre veröffentlichte Fr. Johnstrup ebenfalls eine Spezialkarte über die vulkanischen Gegenden nordöstlich vom Mývatn [6]), an deren Vermessung und Untersuchung (im Sommer 1876) der Verfasser ebenfalls zusammen mit Johnstrup teilgenommen hatte. Im Jahre 1884 publizierte ich eine geologische Karte von der Halbinsel Reykjanes und den nächsten

[1]) Geological map of Iceland by Th. Thoroddsen. 2 Bl. 1:600000. Kopenhagen 1901. kr. 12.

[2]) Eimreidin VIII, 1902, S. 110—17.

[3]) Vetensk. Akad. Handlingar, Bd. VII, Nr. 1, Stockholm 1867.

[4]) Der Verfasser hatte jedoch bereits 1876 als Assistent an der Expedition des Prof. Johnstrup nach dem nördlichen Island teilgenommen.

[5]) Laki's Kratere und Lavaströme. Kristiania 1886.

[6]) Om de vulkanske Udbrud og Solfatarerne i det nordlige Island (Naturhist. Foreningens Festskr. 1890). Separatabdruck schon 1886 gedruckt.

Gegenden[1]) und im Jahre 1886 gab K. Keilhack seine geologische Karte über Island[2]) im Maßstabe 1:1 Mill. heraus, nachdem er im Sommer 1883 in Gemeinschaft mit C. W. Schmidt weite Strecken der isländischen Küstengegenden bereist hatte. K. Keilhack sammelte auf seiner Karte alles damals bekannte Material über die Ausbreitung der geologischen Formationen auf Island, aber noch war kaum ein Drittel des isländischen Areals von Geologen bereist worden, von denen der größte Teil sich auf Reiserouten durch bewohnte Gegenden beschränkt hatte und das Territorium außerhalb der Hauptstraßen völlig unbekannt war. Im Jahre 1885 veröffentlichte C. W. Schmidt eine Karte über die damals bekannten Liparitflecke[3]).

Die größte Schwierigkeit, welche sich einer geologischen Kartierung von Island in den Weg stellte, war der Mangel einer hinlänglich zuverlässigen topographischen Grundlage, welche sich namentlich mit Rücksicht auf das Hochland fühlbar machte, wo große Areale niemals topographisch vermessen und beträchtliche Strecken selbst nicht einmal von Menschen betreten waren. Daher mußte also eine Grundlage geschaffen werden, die einigermaßen die Topographie und Skulptur des Landes wenigstens in den Hauptzügen wiedergab. Auf meinen Reisen im innern isländischen Hochland versuchte ich, so gut die Verhältnisse es gestatteten, mit Hilfe von Theodolit und Visierkompaß den schlimmsten Mängeln abzuhelfen, indem ich von den früher trigonometrisch bestimmten Stationen an der Küste ausging. Natürlicherweise ging dabei viele kostbare Zeit für andere wissenschaftliche Arbeiten verloren; auf dem Hochlande ist die Reisezeit kurz bemessen und währt höchstens 2—2½ Monate im Jahre, auch ist die Witterung häufig sehr ungünstig, indem Regen und Nebel bisweilen wochenlang alle Vermessungsarbeiten unmöglich machen und in den höchstgelegenen Gegenden Schnee und Sandstürme hinderlich sein können. Die Teile des inneren isländischen Hochlandes, von denen ich neue oder wesentlich veränderte topographische Karten herausgegeben habe, sind folgende: 1. Odádahraun und die zunächstliegenden Gegenden[4]). 2. Das Hochland nordöstlich von der Jökulsá in Axarfjord, der nördliche Teil des Hólsfjöll und Búrfellsheidi[5]). 3. Das Hochland am Snæfell und das östliche Ende des Vatnajökull, sowie ein Teil des Südrandes dieses Gletscherareals[6]). 4. Das Hochland nördlich von Vesturskaptafellssýsla zwischen dem Skeidarárjökull und Mýrdalsjökull[7]). 5. Das Hochland nördlich von Landmannaafrjettur um die Seen Fiskivötn und Thórisvatn[8]). 6. Kjalvegur und Hvítárvatn, sowie Thjórsárdalur[9]). 7. Das Hochland nördlich vom Hofsjökull[10]), 8. Arnarvatnsheidi und Tvidægra[11]); außerdem ist die Ausdehnung der Gletscher auf der nordwestlichen Halbinsel ebenfalls verändert worden.

Während ich die verschiedenen Teile von Island besuchte, veröffentlichte ich gleichzeitig in mehreren Zeitschriften geologische Übersichtskarten über die bereisten Gegenden[12])

---

[1]) Geol. Fören. Förhandl. VII, Stockholm 1884, Taf. 5.
[2]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. XXXVIII, 1886, Taf. 8.
[3]) Ebenda, Bd. XXXVII, 1885, Taf. 30.
[4]) Pet. Mitt. 1885, Taf. 14. Andvari XII.
[5]) Geogr. Tidsskr. XIII, Taf. 3.
[6]) Ebenda, Taf. 1.
[7]) Ebenda XII, Taf. 2. Andvari XIX.
[8]) Ebenda X, Taf. 3.
[9]) Pet. Mitt. 1892, Taf. 3.
[10]) Geogr. Tidsskr. XIV, Taf. 1.
[11]) Ebenda XV, Taf. 1. Alle diese topographischen Veränderungen sind in kleinerem Maßstab auf meiner Karte von Island in The Geographical Journal, Bd. XIII, London 1899 wiedergegeben, auf welcher ebenfalls die Ausbreitung der Lavaströme angegeben ist.
[12]) Folgende geologischen Karten sind von mir veröffentlicht worden: **1884:** Gullbringu og Kjósarsýsla, Borgarfjardarsýsla und ein Teil von Árnessýsla (Geol. Fören. Förhandl., Stockholm, Taf. 5). **1885, 1888, 1891:** Odádahraun und Sudur-Thingeyjarsýsla (Pet. Mitt. 1885, Taf. 14; Mitt. d. k. k. Geogr. Gesellsch., Wien 1891, Taf. 6; Bihang till Vet. Akad. Handl., Stockholm 1888, Bd. XIV, Nr. 5). **1891:** Snæfellsnes-, Mýra-

und hatte im Herbste 1898 meine Rekognoszierung des ganzen Landes nach dem ursprünglich gelegten Plane beendet. Mehrere Gegenden habe ich jedoch nur flüchtig auf der Durchreise besucht, wie einige Teile des südlichen Tieflandes und des Hochlandes westlich vom Snæfell, vom Stórisandur und Sprengisandur, ferner Fjallasveit, Skagi und Reykjaheidi, wo ich der schlechten Witterung wegen nur wenig Gelegenheit hatte mich umzusehen. Außerdem hatten sich mir während meiner Rekognoszierungs-Untersuchungen zahlreiche geologische Fragen verschiedener Art aufgedrängt, die ich ebenso näher zu beleuchten, wie einzelne Lokalitäten von größerem Interesse eingehend zu untersuchen wünschte. Es war meine Absicht gewesen, vier bis fünf Sommer auf die Ergänzungsarbeiten zu verwenden und demnach eine geologische Übersichtskarte des ganzen Landes herauszugeben, wurde aber an diesem Vorhaben durch verschiedene Umstände, meistens pekuniärer Natur, verhindert und mußte daher meine geologische Karte bereits im Jahre 1901 veröffentlichen. Hier vereinigte ich die bereits von mir publizierten Karten zu einem Ganzen und fügte zahlreiche geologische Erläuterungen nach meinen eigenen Aufzeichnungen, sowie die von älteren Geologen angestellten Beobachtungen hinzu. Ich hoffe, daß die Karte trotz unumgänglicher Mängel einen Fortschritt in der Kenntnis von Island bezeichnet, obwohl dieselbe nur als eine Rekognoszierungs- und Pionierarbeit betrachtet und demgemäß beurteilt werden darf. Die Karte bezweckt, die Grundlinien im Bau des Landes klarzulegen und, soweit es sich tun läßt, die eigentümliche Entstehungsgeschichte von Island in großen Zügen zu schildern. Ich hoffe, daß unparteiische Richter zugeben werden, daß dieses Vorhaben den Umständen nach geglückt ist. Selbstverständlich kann nicht ein einzelner in einem 100 000 qkm großen Lande, das jährlich nur drei, höchstens dreieinhalb Monate dem Reisenden zugänglich ist, jeden Fleck untersuchen, weshalb es nicht unwesentlich ist, zu wissen, welche Gegenden am meisten bereist und welche nur wenig oder gar nicht besucht sind. Man muß von der Voraussetzung ausgehen, daß die Areale, welche zwischen den Reiserouten liegen, weniger bekannt sind; wenngleich der Forscher häufig Gelegenheit hatte, dieselben von Bergen aus zu überblicken, so fehlt doch die Sicherheit in betreff der Einzelheiten. Daher füge ich eine Kartenskizze meiner Reiserouten auf Island von den Jahren 1881—98 hinzu. Eine völlig zufriedenstellende geologische Karte, wie sie von den dicht bewohnten Gegenden des Kontinents existiert, kann erst erlangt werden, nachdem die kürzlich begonnene Generalstabsvermessung von Island beendigt ist, was geraume Zeit erfordern wird. Eine systematische geologische Untersuchung Islands vonseiten des Staates würde von großem wissenschaftlichem Interesse sein, vielleicht kommt es einmal so weit; bisher hat es sich unmöglich gezeigt, die maßgebenden Behörden dafür zu gewinnen, ich habe selbst ohne das geringste Resultat viele Jahre hindurch für eine derartige Staatsuntersuchung von Island agitiert.

Zunächst will ich einige Bemerkungen über die Farben und Signaturen der Karte hinzufügen. Leider haben sich einige wenige Druckfehler bei den Farben eingeschlichen,

---

und Dalasýsla (Bihang till Vet. Akad. Handl. 1891, Bd. XVII, Nr. 2). **1892:** Das Hochland zwischen Langjökull und Vatnajökull (Pet. Mitt. 1892, Taf. 3). **1893:** Vestur-Skaptafellssýsla (Geogr. Tidskr. XII, Taf. 2). **1895:** Austur-Skaptafellssýsla und Múlasýsla (Geogr. Tidskr. XIII, Taf. 1 und Pet. Mitt. 1895, Taf. 19). **1896:** Vestfirdir (Geol. Fören. Förhandl. XVIII, Taf. 1) und Nordur-Thingeyjasýsla (Geogr. Tidskr. XIII, Taf. 3). **1897:** Eyjafjardar- und Skagafjardarsýsla und ein Teil von Húnavatnssýsla (Geogr. Tidskr. XIV, Taf. 1). **1898:** Sudurlands undirlendi (Geogr. Tidskr. XIV, Taf. 4, und Jardskjálftar á Sudurlandi 1899). **1899:** Das Hochland westlich von Langjökull und ein Teil von Húnavatnssýsla (Geogr. Tidskr. XV, Taf. 1). Geol. Kartenskizze von Landmannaafrjettur (Geol. Fören. Förhandl. XIII, S. 614). Der Fundort des Doppelspats bei Helgustadir (A. a. O. XII, S. 248; Himmel und Erde III, 1891). Die Richtung der Gletscherstreifen in Island (Geogr. Tidskr. XI, Taf. 2). Marine Ablagerungen und Strandlinien (Geogr. Tidskr. XI, Taf. 6). Hitalaug bei Torfajökull (A. a. O. XII, S. 223). Hveravellir (Ymer, Stockholm 1889, Taf. 3) usw.

die jedoch keine große Bedeutung haben[1]). Mit Basaltfarbe sind nur diejenigen Gegenden bezeichnet, welche der Basaltformation angehören, innerhalb des Gebiets der Breccieformation sind nur einzelne sehr ausgedehnte Basaltpartien hervorgehoben, im übrigen aber die unzähligen Basalteinlagerungen und Gänge fortgelassen, da ein sehr detailliertes Studium erforderlich ist, um diese auf der Karte anzugeben. Alles, was ich der sogenannten Breccieformation zuschrieb, ist mit brauner Farbe bezeichnet; dahin gehören alle älteren und jüngeren braunen und grauen Breccien und Tuffe, sowie Konglomerate mit den dazugehörigen Gängen und Einlagerungen aus Basalt und Dolerit, ferner junge Tuffe äolischen Ursprungs, hierzu müssen ebenfalls einige Breccien mit Scheuersteinen gerechnet werden, die nicht gekannt waren, als die Karte gezeichnet wurde. Die verschiedenen pliocänen, glazialen und postglazialen Bildungen innerhalb der ganzen isländischen Breccieformation zu sondern und dieselben kartographisch darzustellen ist nach unseren jetzigen Kenntnissen unmöglich, sondern muß einer fernen Zukunft vorbehalten bleiben.

Gescheuerte Dolerite nehmen auf der Karte einen beträchtlichen Platz in den Gegenden ein, wo die Breccieformation die Unterlage bildet, jedoch besitzen sie in Wirklichkeit eine viel größere Ausbreitung namentlich im Hochlande, wo dieselben von neueren losen Massen bedeckt sind; ebenso sind kleine Einlagerungen und Decken aus Dolerit, die mehrfach innerhalb der Breccieformation vorkommen, fortgelassen, da die Kenntnis der Einzelheiten und eine hinlängliche topographische Grundlage fehlen, um eine Aufnahme konsequent für das ganze Land durchzuführen. Wie ich früher angedeutet habe, sind die Liparitflecke an vielen Stellen nach dem Maßstab der Karte zu groß angegeben und bei genauerer Nachforschung wird unzweifelhaft eine bedeutend größere Anzahl Liparitgänge sowohl in der Basalt- wie Breccieformation gefunden werden. In der Zukunft wird man sicherlich ebenfalls eine größere Menge von älteren und jüngeren Kratern, warmen Quellen, sowie mehrere Fundorte für Surtarbrand, Pflanzen- und Tierversteinerungen entdecken. Selbstverständlich zeigt die Karte nur den Standpunkt unserer Kenntnisse in dem Zeitraum, während dessen dieselbe entstand.

Wo Strandlinien und alte Küstenterrassen bemerkt wurden, sind dieselben auf der Karte mit einem roten Strich angegeben. Die punktierte rote Linie (highest limit of submergence) bezeichnet dagegen auf den Tiefländern die angenommene Grenze des Meeres am Schlusse der Eiszeit. Jeder kann auf der Karte sehen, daß diese Linie hypothetisch

---

[1]) Leider sind einige wenige rote Punkte, welche Krater bezeichnen sollten, fortgefallen, so bei Geitahlid westlich von Krisuvík, jedoch sind dieselben auf meiner Karte von Reykjanes angegeben in Geol. Fören. Förhandl. VII, 1884. Die warme Quelle im Thjórsárdalur ist, wie bereits erwähnt, an einer falschen Stelle angegeben. Außerdem ist in Hreppar, östlich und nordöstlich von Hrepphólar, über ein kleines Stückchen Land, das durch eine hellgrüne Farbe als neuere lose Bildungen (Alluvium und Diluvium) bezeichnet werden sollte, die daneben befindliche dunkelgrüne Lavafarbe ausgelaufen. Daß hier ein Druckfehler vorliegt, beweist die Originalkarte in Geogr. Tidsskr. XIV, 1898, Taf. 4, sowie mein Buch »Jardskjálftar á Sudurlandi« 1899. (Auf der Karte dieses Heftes sind die Fehler verbessert). Im Sommer 1905 hat nun ein preußischer Geolog, Dr. W. v. Knebel, Island bereist und im Zentralblatt für Mineralogie 1905, Nr. 17—18 kurze Mitteilungen über seine Beobachtungen veröffentlicht. Zu seinem und meinem Unglück ist er gerade in diesen kleinen Farbenklecks geraten und hat nach Art und Weise vieler Touristen die ganze Karte danach beurteilt. Natürlich kennt er weder meine Originalkarte in »Geogr. Tidsskr.«, noch irgend etwas von dem, was ich über diese sowie andere Gegenden im südlichen Island geschrieben habe. Derselbe Reisende ergießt sich in langen Reden über eine »Geröllformation« in der Nähe von Geysir, »welche Thoroddsen als einen alten Strandwall bezeichnet hat«, und berichtet, daß er die Entdeckung gemacht habe, daß es sich hier nicht um einen Strandwall, sondern um eine Moräne handele. Hierzu bemerke ich 1., daß es mir niemals eingefallen ist, von einem Strandwall an dieser Stelle zu reden, obwohl ich zwei lange Abhandlungen über Islands Strandwälle (Geogr. Tidsskr. XI, 1892, S. 209—25; Andvari XXIX, 1904, S. 16—78) veröffentlicht habe, und 2., daß bereits K. Keilhack diese Geröllformation als Moräne erkannte. Später hat derselbe Verfasser mich im »Globus« heftig angegriffen, seine kritischen Ergüsse sind aber in solcher Form geschrieben, daß sie an dieser Stelle einer Entgegnung nicht bedürfen. Ich muß mir jedoch vorbehalten, bei Gelegenheit an einer anderen Stelle einige von W. v. Knebels zahllosen Irrtümern und Mißverständnissen zu berichtigen.

ist, da sie über neue Lavaströme geführt ist, die einer viel jüngeren Zeit angehören als der höchste Meeresstand am Schlusse der Eiszeit, und die daher nicht von spätglazialen Strandwällen gedeckt sein können. Stellenweise ist jedoch die Linie auf faktisch beobachtete alte Küstenbildungen gegründet. Höchstwahrscheinlich nehmen die neueren losen Bildungen (Diluvium und Alluvium) einen bedeutend größeren Raum auf der Karte ein, als sie, streng genommen dürften, aber in Wirklichkeit hängt es lediglich von dem subjektiven Ermessen ab, wie weit diese Farbe sich erstrecken soll, und in dieser Hinsicht können die Ansichten geteilt sein. Wollte man nach festen Grundsätzen die geologischen Formationen darstellen, wie dieselben zutage treten, so müßte diese Farbe wenigstens zwei Drittel des Landes bedecken, wodurch jedwede Darstellung des geologischen Baues von Island illusorisch werden würde. Gelb habe ich da angewandt, wo die Unterlage infolge der dieselbe überlagernden losen Massen nicht sichtbar ist, weshalb die gelbe Farbe sowohl bei mir als auch bei Paijkull und Keilhack eine größere Ausbreitung erlangt hat, als sie eigentlich sollte, da sich dieselbe über etliche Gegenden erstreckt, die nicht hinlänglich bekannt sind; jedoch ist das wenig bekannte Areal jetzt zu einem Bruchteil von dem eingeschrumpft, was es früher gewesen ist. Vielfach wird es sich zeigen, daß aus den losen Massen Doleritlaven, die bisher nicht gefunden sind, und stellenweise vielleicht ebenfalls Breccie- oder Basaltfelsen zutage kommen werden. In dem Maße, wie sich unsere Kenntnisse von dem inneren isländischen Hochlande vermehren, wird sich auch die Kenntnis von dem unter den losen Bildungen liegenden Felsen erweitern. Jeder Geolog, der die weniger bekannten Teile des Hochlandes besucht, wird bessere Aufklärungen über das Verhältnis der Gesteine zueinander, sowie deren Ausbreitung erteilen können, aber das Bild wird in der Gesamtheit dasselbe bleiben, wenn auch einige Einzelheiten verändert und verbessert werden.

Druckfehler und Berichtigungen.

Seite 23, Zeile 9: lies Kúdafljót statt Küdafljót
„ 62, „ 53: „ Fellssel statt Fellssell
„ 65, „ 47: „ Byrgi statt Áyrgi
„ 73, „ 40: „ Sigurdarstadir statt Sigurdarstardir
„ 101, „ 2: „ Thingeyrasandur st. Thingeyjarsandur
„ 101, „ 43: „ Olafsfjördur statt Olafsjördur
„ 133, „ 34: „ Sudurá statt Surdurá
„ 137, „ 14: „ Torfajökull statt Torfájökull

Seite 225, Zeile 34: lies Hrútafjördur statt Hrúdarfjördur
„ 268, „ 5: „ Hvítuskridur st. Hvítnskridur
„ 285, „ 2: „ Hördudalur statt Hörludalur
„ 285, „ 2: „ Hólsfjall statt Hófsfjall
„ 285, „ 42: „ Drápuhlídarfjall statt Drápuhlídorfjall
„ 329, „ 29: „ Fujóskártal statt Fjnóskártal
„ 331, „ 26: „ Hamrendakastali statt Homrendakastali.

Namen- und Sachregister.

(Nach lateinischem Alphabet geordnet.)

Die Personennamen sind gesperrt gedruckt.

A.

B.

H.

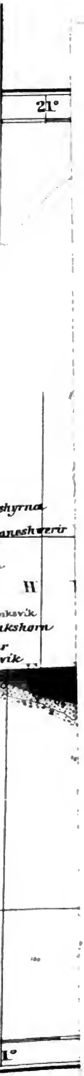
L.

T.

U.

V.

Druck von Justus Perthes in Gotha.


21°

Ergänzungshefte zu den „Mitteilungen“.

II. Ergänzungsband

III. Ergänzungsband

IV. Ergänzungsband

V. Ergänzungsband

VI. Ergänzungsband

VII. Ergänzungsband

VIII. Ergänzungsband

IX. Ergänzungsband

X. Ergänzungsband

XI. Ergänzungsband

XII. Ergänzungsband

XIII. Ergänzungsband

XIV. Ergänzungsband

XV. Ergänzungsband

XVI. Ergänzungsband

XVII. Ergänzungsband

XVIII. Ergänzungsband

XX. Ergänzungsband [illegible]

[illegible]

XXI. Ergänzungsband [illegible]

[illegible]

XXII. Ergänzungsband [illegible]

[illegible]

XXIII. Ergänzungsband [illegible]

[illegible]

XXIV. Ergänzungsband [illegible]

[illegible]

XXV. Ergänzungsband [illegible]

[illegible]

XXVI. Ergänzungsband [illegible]

[illegible]

XXVII. Ergänzungsband [illegible]

[illegible]

XXVIII. Ergänzungsband [illegible]

[illegible]

XXIX. Ergänzungsband [illegible]

Dr. Eduard [illegible]

Prof. Dr. Alfred Philippson [illegible]

Alexander [illegible]

Dr. Wilhelm Halbfass [illegible]

Dr. Rudolf [illegible]

XXX. Ergänzungsband [illegible]

M. Merker [illegible]

Prof. Dr. K. [illegible]

Dr. Rudolf [illegible]

Dr. Franz X. Schaffer [illegible]

Richard [illegible]

Dr. K. [illegible]

Henryk Arctowski [illegible]

XXXI. Ergänzungsband [illegible]

Ernst Ludwig [illegible]

Alexander [illegible]

Prof. Dr. Theobald Fischer [illegible]

[illegible]

XXXII. Ergänzungsband [illegible]

[illegible]